



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PESQUISA E PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO:
PETROLOGIA, METALOGÊNESE E EXPLORAÇÃO MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E
LITOGEOQUÍMICA DOS MÁRMORES E ROCHAS
CALCISSILICÁTICAS DO VALE DO JACURICI - BA:
CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PROCESSOS
FOSFOGENÉTICOS

MARIANA ANDRIOTTI GAMA

SALVADOR

2019

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E
LITOGEOQUÍMICA DOS MÁRMORES E ROCHAS
CALCISSILICÁTICAS DO VALE DO JACURICI - BA:
CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PROCESSOS
FOSFOGENÉTICOS**

Mariana Andriotti Gama

Orientador: Prof. Dr. Aroldo Misi

Dissertação apresentada ao Curso de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, como requisito parcial à obtenção do Título de Mestre em Geologia, Área de Concentração: Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

SALVADOR

2019

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema Universitário de Bibliotecas (SIBI/UFBA),
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Andriotti Gama, Mariana

Caracterização petrográfica e litogeoquímica dos mármores e rochas calcissilicáticas do Vale do Jacurici-BA: condições paleoambientais e processos fosfogenéticos / Mariana Andriotti Gama. -- Salvador, 2019.

88 f. : il

Orientador: Aroldo Misi.

Dissertação (Mestrado - Programa de Pós-Graduação em Geologia) -- Universidade Federal da Bahia, Geociências, 2019.

1. Metalogênese. 2. Litogeoquímica. 3. Petrografia.
4. Fosfogênese. I. Misi, Aroldo. II. Título.

MARIANA ANDRIOTTI GAMA

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E
LITOGEOQUÍMICA DOS MÁRMORES E ROCHAS
CALCISSILICÁTICAS DO VALE DO JACURICI - BA:
CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PROCESSOS
FOSFOGENÉTICOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia como requisito para a obtenção do Grau de Mestre em Geologia na área de concentração em Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral.

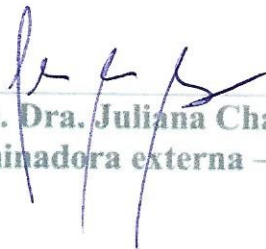
DISSERTAÇÃO APROVADA PELA BANCA EXAMINADORA:



Prof. Dr. Aroldo Misi
Orientador – UFBA



Profa. Dra. Angela Beatriz de Menezes Leal
Examinadora interna - UFBA



Profa. Dra. Juliana Charão Marques
Examinadora externa – UFRGS

SALVADOR
2019

*À minha família e amigos.
À memória de Júlio Vieira Carvalho.*

RESUMO

Baseando-se no comportamento e correlações litogeoquímicas, os mármores e rochas calcissilicáticas do Vale do Jacurici, centro-norte da Bahia, demonstraram estar associadas a um paleoambiente de deposição marinho raso Paleoproterozoico, envolvendo disponibilidade de oxigênio na bacia, condições favoráveis a precipitação de carbonatos e a formação de depósitos de fosfato. Este conjunto de supracrustais representa uma das encaixantes do corpo máfico-ultramáfico acamadado do Vale do Jacurici, mineralizado em cromita. Estas rochas encontram-se deformadas, metassomatizadas e metamorfizadas em condições de anfibolito alto a granulito. Relações intrusivas com o Sienito de Itiúba e Complexo máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, mineralizado em cromita, indicam idade mínima Paleoproterozoica para a sucessão. Os estudos realizados em amostras em testemunhos de sondagem permitiram a caracterização de lizardita mármores, lizardita-forsterita mármores com e sem granada e/ou magnetita, lizardita-apatita mármores, lizardita-forsterita-biotita mármores, mármores puros, além de diopsiditos, com e sem apatita, biotita-hiperstênio-diopsídio granulito e granada-biotita-hiperstênio-diopsídio granulito (rochas calcissilicáticas granulitizadas). Apesar do alto grau metamórfico e deformacional em que se encontram, são identificadas assinaturas marinhas preservadas em padrões de ETR+Y (normalizadas ao PAAS) e traços, com anomalias negativas de Ce, positivas de Y e Gd, bem como relações Y/Ho próximas aos valores da água do mar (60-168) nos mármores. Foram constatados ainda padrões de contaminação crustal que indicam componentes provenientes de *input* terrígeno, resultando em relações positivas Zr *versus* Hf, enriquecimento geral de Σ ETR+Y e razões Pr/Yb_[SN], padrões Y/Ho (< 30) e anomalias menos acentuados, sobretudo nas rochas calcissilicáticas. A presença de magnitudes variáveis de anomalias positivas de Eu podem refletir contribuição de assinaturas das águas dos mares arqueanos residuais, bem como influência de fluidos magmáticos tardios. Foram obtidos valores anômalos de P₂O₅ nos mármores e diopsiditos (1,38%, 2,07%, 2,3% e 4,56%) nas zonas limítrofes entre contribuição terrígena e marinha, delimitada com referência nas razões Y/Ho, evidenciando controle estratigráfico nos eventos fosfogênicos. Estas evidências indicam um paleoambiente com condições relacionadas a eventos climáticos globais que favorecem a concentração de fosfato, cenário semelhante aos registros em bacias Paleoproterozóicas mineralizadas em fosfato sedimentar, no Cráton do São Francisco e em outras partes do mundo.

Palavras-chave: Vale do Jacurici. Mármores. Rochas Calcissilicáticas. Condições Paleoambientais. Fosfogênese.

ABSTRACT

Based on the behavior and litogeochemical correlations, the marble and calcissilic rocks of Vale do Jacurici, north-central of Bahia, demonstrated association with a paleoproterozoic shallow marine paleoenvironment, involving oxygen availability in the basin, conditions that favors carbonate precipitation and phosphate concentration. This supracrustal succession is the horst rock of the chromite mafic-ultramafic layered intrusion from Vale do Jacurici. These rocks are deformed, metassomatized and metamorphosed under high amphibolite to granulite conditions. Intrusive relations with the Itiúba Sienite and Mafic-ultramafic Complex Vale do Jacurici, mineralized in chromite, indicate the minimum Paleoproterozoic age for the succession. The core samples studied lithologies consist of lizardite marbles, lizardite-forsterite marbles, some of those are magnetite or garnet-bearing, lizardite-apatite marbles, lizardite-forsterite-biotite marbles, pure marbles, in addition to diopsidites, diopsidites apatite-bearing, biotite-hyperstenium diopside granulite and garnet-biotite-hyperstenium-diopside granulite (calcissilic granulites). Despite of the high metamorphic and deformational degree in which they are found, in marble, marine signatures preserved in RRE+Y patterns (PAAS normalized) and traces with negative Ce-anomalies and positive Y and Gd-anomalies, as well as Y/Ho ratios near to the values of sea water (60-168) are identified. Crustal contamination patterns indicate the presence of terrigenous components, especially in calcissilic rocks, resulting in positive relations Zr versus Hf, general enrichment of Σ RRE+Y and Pr/Yb_[SN], Y/Ho (< 30) and less marked anomalies, especially in calcissilic rocks. The presence of variable magnitudes of positive Eu-anomalies may reflect the contribution of signatures from residual Archaean seas, as well as the influence of late magmatic fluids. Anomalous values of P₂O₅ in marbles and diopsidites (1.38%, 2.07%, 2.3% and 4.56%) were obtained at the boundary zones between terrestrial and marine contribution, delimited with Y/Ho reference values, evidencing stratigraphic control in phosphogenesis events. These evidences indicate a paleoenvironment involving conditions related to global climatic events that favors phosphate concentration, similar to Paleoproterozoic phosphate mineralized sedimentary basins in São Francisco Craton and other parts of the world.

Keywords: Jacuricy Valley; marbles; Calcissilic rocks; Paleoenvironmental conditions; Phosphogenesis.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	7
ARTIGO.....	27
CONCLUSÕES	58
APÊNDICE A - JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DE CO-AUTORES....	60
APÊNDICE B - DIFRATOGRAMAS.....	62
- MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	65
ANEXO A - REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA GEOLOGIA USP (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO).....	83
ANEXO B - COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO.....	87

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

Mármore e rochas calcissilicáticas, frequentemente presentes nas sequências supracrustais paleoproterozoicas, são resultantes do metamorfismo de dolomitos e calcários ou de sedimentos carbonáticos impuros contendo diversos graus de contribuição detrítica e pelítica, tendo em vista as particularidades cinéticas do ambiente geológico em que foram depositadas. Estas rochas ocorrem com abundância em terrenos metamórficos associados a cinturões orogênicos. As reações de descarbonatação que se sucedem durante o metamorfismo dessas rochas geram uma variedade de silicatos ricos em Ca-Mg, principalmente no metamorfismo de alto a médio grau, tais como grossulária, anfibólio, diopsídio, olivina, dentre outros (Bucher e Grapes, 2010). Muitos destes minerais são classificados, sob este contexto, de calcissilicáticos.

Na região do vale do Jacurici, Bahia, centro-norte da Bahia, ocorre uma sucessão constituída predominantemente por mármore e rochas calcissilicáticas como lentes descontínuas encaixadas em gnaisses de origem diversa. Este conjunto de supracrustais representa uma das principais encaixantes do corpo máfico-ultramáfico acamadado com depósitos de cromita, e estão deformadas, metassomatizadas e metamorfizadas em condições de anfibolito alto a granulito (Lama et al., 2001).

As sequências sedimentares paleoproterozoicas presentes na região NE do Cráton de São Francisco (CSF), constituída por quartzitos, rochas calcissilicáticas, diopsiditos, mármore, formações ferríferas e xistos grafitosos, são extremamente deformadas, metamorfizadas e distribuídas em faixas segmentadas. Notadamente as litofácies carbonáticas e calcissilicáticas apresentam implicações metalogênicas, relacionadas principalmente com depósitos de fosfato, *skarnitos* e calcita.

As rochas fosfáticas sedimentares ou fosforitos ($P_2O_5 > 10\%$) são os mais importantes registros do ciclo do P ao longo do tempo geológico, compreendendo rochas sedimentares biogênicas, formadas em ambiente marinho, sob condições complexas, muito peculiares e ainda pouco definidas, constituindo o sistema fosfogênico (Kazakov, 1937; Nelson et al., 2010; Pufahl e Hiatt, 2012). O evento fosfogênico mais antigo teria ocorrido durante o Paleoproterozoico (Figura 1), como consequência do Grande Evento de Oxidação da Terra (*Great Oxygen Event* – GOE). A ação do intemperismo químico nas rochas continentais teria favorecido o fornecimento de fósforo aos oceanos sob a forma de óxidos de P e Fe (Papineau, 2010; Pufahl e Hiatt, 2012).

Em conjunto, o estudo geoquímico dessas rochas proporciona importantes informações de reconstrução de condições paleoambientais, sobretudo em cinturões orogênicos precambrianos, em que estruturas sedimentares primárias são raramente preservadas. A sua complexa associação mineralógica e assinaturas geoquímicas primordiais preservadas em elementos traços, com destaque para os elementos terras raras, representam as ferramentas básicas nesta linha de pesquisa, tendo em vista que o comportamento desses elementos no ambiente sedimentar marinho é controlado principalmente pelas condições da água do mar, atmosféricas e biosféricas, as quais são peculiares e oscilantes ao longo do tempo geológico (Veizer et al., 1992; Knoll e Kaufman, 1995; Bau, 1999; Gaertner et al., 2011; Swart, 2015).

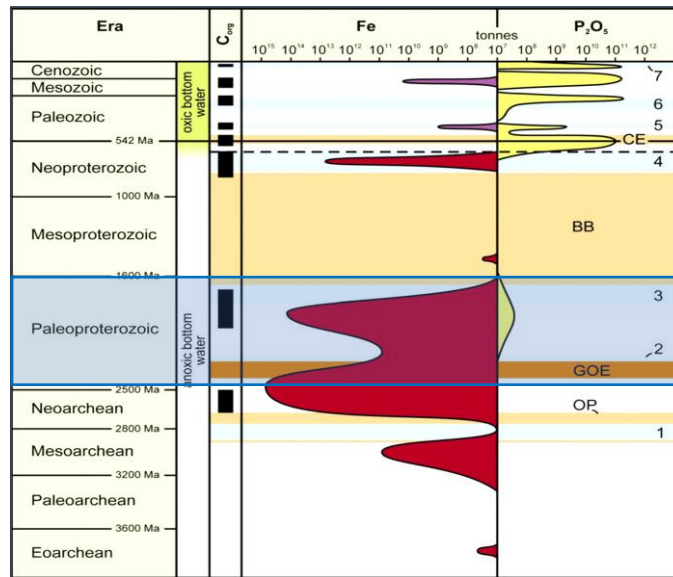


Figura 1 - Distribuição temporal de formações de ferríferas (vermelha), *ironstone* (roxo), fosforito (amarelo) e folhelho negro (preto), com destaque para o pico fosfogenético pós *Great Oxygen Event* (*Grande Evento de Oxigenação*) – *GOE*. Com base na idade do depósito, estimativa de recursos e cronologia de eventos da Terra, adaptado de Pufahl e Hiatt (2012).

Eventos: OP = aparecimento da fotossíntese aeróbica; GOE = *Great Oxygen Event*; BB = *Boring Billion*; CE = Explosão Cambriana. Glaciações: 1 = Mesoarqueano; 2 = Huroniano; 3 = Paleoproterozoico; 4 = "Snowball Earth" Neoproterozoico; 5 = Ordoviciano; 6 = Permiano; 7 = Neogeno.

A região do Vale do Jacurici localiza-se entre o limite de dois segmentos do nordeste do Cráton do São Francisco no Estado (CSF) da Bahia (Figura 4), a porção norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), a oeste, e o Bloco Serrinha (BS), a leste, havendo divergência na literatura disponível quanto a sua inserção estratigráfica e geotectônica. Apesar do ambiente deposicional dessas rochas ser desconhecido, a idade mínima de deposição para esta sucessão atualmente é tida como 2084Ma, idade obtida para o Sienito de Itúba e de 2085±5Ma, idade do Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, ambos intrusivos (Oliveira et al., 2004). Dados de $\delta^{13}\text{C}$ variam de +2.2 a +6.9‰, sendo correlacionados com os valores de dolomitos depositados em bacia marinha rasa durante o Paleoproterozoico e mineralizadas em fosfato (fosforito), presentes no Supergrupo Aravalli (Índia) (Maheshwari et al., 2010).

Estudos realizados por Ribeiro (2016, 2017) caracterizaram as rochas carbonáticas e calcissilicáticas que compõem o Complexo Tanque Novo-Ipirá na folha Pintadas de possível idade paleoproterozóica, inseridas nos terrenos do CISC. Este complexo, depositado em ambiente plataformal raso, exhibe diversas ocorrências de fosfato, além de relevantes semelhanças litológicas e geoquímicas com a sucessão do Vale do Jacurici, estas já notadas por Gama (2014) e Silveira et al. (2015).

Este estudo contribui primordialmente para a caracterização petrológica das rochas que constituem a sucessão supracrustal do Vale do Jacurici, reconstituição das condições paleoambientais da bacia em que foi depositada, avaliação do seu potencial metalogenético para fosfato e dos processos que possam ter controlado acumulações de P_2O_5 através de correlações geoquímicas. Este conteúdo não só possibilita uma melhor contextualização geotectônica da unidade no CSF, bem como servirá de incentivo à pesquisa geológica em outras sucessões Precambrianas similares, cujo potencial metalogenético e contribuição científica são pouco explorados devido a sua descontinuidade, alto grau deformacional e metamórfico, processos que obliteram significativamente estruturas primárias.

OBJETIVOS

A pesquisa objetiva, a partir de estudos litogeoquímicos, a reconstituição das condições paleoambientais da bacia em que os mármore e as calcissilicáticas do Vale do Jacurici foram gerados, bem como a caracterização petrológica dessas rochas e avaliação do potencial metalogenético para fosfato nas mesmas.

Os objetivos específicos estabelecidos para alcançar o objetivo geral foram:

- Caracterizar petrograficamente as litofácies principais que compõem a sucessão estudada dentro das regiões de Medrado, Ipueira e Pedra do Dórea, no Vale do Jacurici, diretamente em testemunhos de sondagem;
- Desenvolver um detalhamento litogeoquímico, buscando assinaturas, padrões e correlações entre elementos traços que preservem registros das condições paleoambientais da bacia em que as litofácies foram depositadas;
- Avaliar o comportamento dos conteúdos de $P_2O_5 > 1\%$, bem como caracterizar a apatita através de Difractometria de Raios X (DRX) e Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) com o intuito de identificar o seu tipo mineralógico;
- Analisar correlações geoquímicas que indiquem a preservação do controle de processos primários (sedimentares) nas ocorrências de P_2O_5 , que possam estar associados ao evento de natureza global.

JUSTIFICATIVA

Não há consenso quanto ao posicionamento estratigráfico definido no contexto do CSF da sucessão supracrustal instrumento da presente pesquisa. As rochas que a compõem são ora classificadas como constituintes do BS, ora como do CISC. Além disso, na literatura hoje disponível, não são descritos de forma consistente os parâmetros que evidenciam sua origem sedimentar, bem como o paleoambiente envolvido em sua gênese. Visto que não preservam estruturas primárias (sedimentares) e encontram-se altamente deformadas, metassomatizadas e metamorfizadas em condições de alto grau, são constatadas apenas publicações que abordam os processos pós-deposicionais que foram submetidos a estas rochas (Lama et al., 2001; Gama, 2014; Almeida et al., 2017).

Tendo em vista a crescente necessidade da indústria por insumos agrícolas (fertilizantes, remineralizadores e corretivos de solo), devido ao aumento populacional, e sendo o fosfato macronutriente fundamental para o desenvolvimento saudável das plantas, faz-se necessária a procura por novos depósitos, ainda que em terrenos pré-cambrianos. Alguns desses depósitos, de idade Paleoproterozoica, apresentam grandes reservas, como os depósitos de Sinpkhup, Singpung e Yongby, na Coreia do Norte, com reservas estimadas em 100 Mt de P_2O_5 , o Supergrupo Aravalli, na Formação Jhamarkotra, Índia, com reservas estimadas > 65 Mt de P_2O_5 e depósitos na Rússia com reservas estimadas em 50 Mt (Papineau, 2010).

Dados de $\delta^{13}C$ variam de +2.2 a +6.9‰, obtidos por Maheshwari et al. (2010) para os mármore do Vale do Jacurici, são correlacionados pelos autores com os valores de dolomitos depositados em bacia marinha rasa no Paleoproterozoico e mineralizadas em P primário do Supergrupo Aravalli (Índia) e outros.

Os resultados mostram também uma possível correlação genética da sucessão do Vale do Jacurici com outras sucessões plataformais carbonáticas e calcissilicáticas Paleoproterozoicas no CSF, onde ocorrências de fosfato e até mesmo depósitos são conhecidos (Complexo Tanque Novo-Ipirá e Complexo Rio Salitre). Ainda, Blaskowski et al. (2018), avaliaram as rochas aqui estudadas, diretamente nas pilhas de rejeito da mineração, como

insumo agrícola em forma de pó de rocha, no qual teores elevados de P junto ao Ca, Mg, K e S (macronutrientes) são essenciais.

Tendo em vista as afinidades constatadas com outras sucessões e sequências mineralizadas, no mundo e no CSF, além da ausência de caracterizações paleoambientais, torna-se relevante, do ponto de vista científico e econômico, o avanço no entendimento do contexto geológico em que estas rochas foram geradas, além da avaliação do seu potencial metalogenético para fosfato.

LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área instrumento de pesquisa está localizada na porção nordeste do estado da Bahia, inserida na folha topográfica SC.24-Y-B-II (Andorinha), à leste da Serra de Itiúba (Figura 2). A região onde foram concentrados os trabalhos está inserida no Vale do Jacurici, especificamente nas áreas cujos direitos minerários pertencem à FERBASA, entre as localidades de Medrado, a norte, Ipueira e Pedra do Dória, a sul, pertencentes ao município de Andorinha.

O acesso à área por via terrestre, partindo de Salvador, é realizado através da BR-324 no sentido de Feira de Santana até o município de Capim Grosso, seguindo posteriormente pela BR-407 até o Município de Senhor do Bonfim. O acesso final é realizado através da BA-220 até as Minas de Ipueira e Medrado, município de Andorinha, totalizando 435km de trajeto.

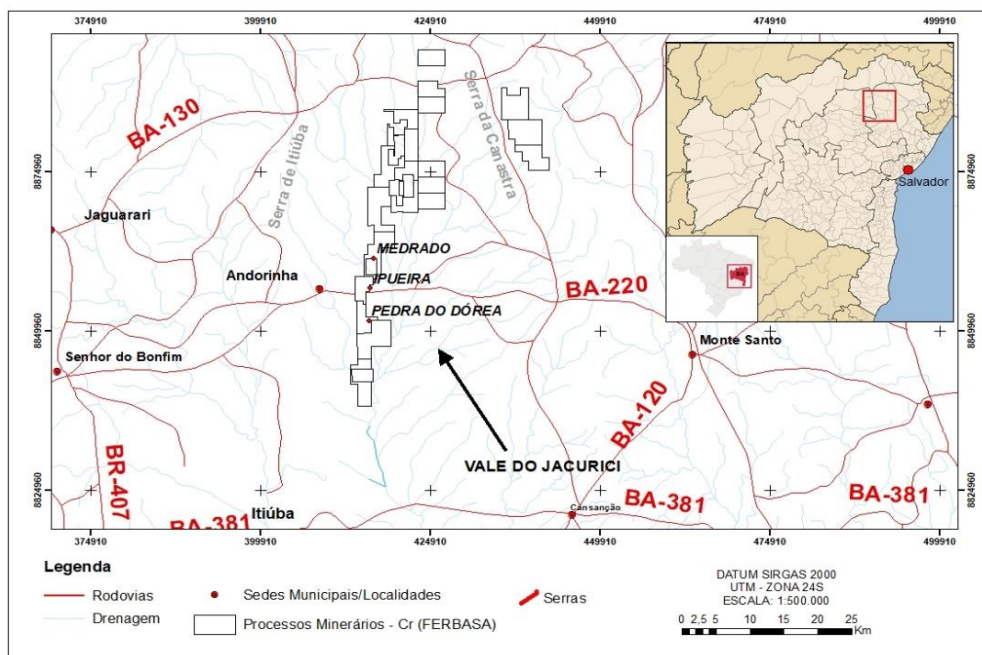


Figura 2 – Mapa de situação da área envolvida na pesquisa. Banco de dados IBGE (2018) e Cadastro Mineiro ANM (2018).

CONTEXTO GEOLÓGICO DO VALE DO JACURICI

O Cráton do São Francisco representa um remanescente de crosta continental arqueana-paleoproterozoica de grande importância da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967, 1977). Segundo Barbosa et al. (2012), na Bahia, o embasamento deste craton é constituído por seis segmentos crustais:

1. Bloco Gavião, composto essencialmente por gnaisses, por vezes migmatizados, truncados por diversos *greenstone belts* e granitoides;
2. Bloco Serrinha, constituído predominantemente por gnaisses e migmatitos metamorfizados em fácies anfibolito, truncados pelo *Greenstone Belt* Rio Itapicuru (GBRI) e Rio Capim (GBRC);
3. Bloco Uauá, onde predomina o complexo de mesmo nome, com rochas altamente similares às do Bloco Serrinha, intrudido pelo Complexo Anortosítico Lagoa da Vaca;
4. Bloco Jequié, consiste de rochas granulitizadas de composição enderbítica, charnoenderbítica, charnockítica, além de migmatitos e supracrustais subordinadas;
5. Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, formado por granulitos tonalíticos e enderbíticos, associação de rochas máficas-ultramáficas e supracrustais intercaladas do Complexo Tanque-Novo Ipirá;
6. Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim, constituído basicamente por granulitos, localmente migmatizados, e granitoides.

O modelo de evolução tectônica do CSF, embasado em dados petrológicos, geocronológicos e isotópicos interpretados nas últimas décadas, evidencia a colisão dos blocos crustais arqueanos (Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá) no paleoproterozoico, com amalgamação e metamorfismo em torno de 2.0Ga (Barbosa e Sabaté, 2003). A colisão sucedeu-se obliquamente segundo a direção NW-SE. Este evento resultou na formação de uma importante cadeia de montanhas, configurando-se assim o Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá, e um possível ramo nordeste, o Cinturão Salvador-Esplanada-Boquim (Barbosa et al., 2018).

Apesar de representar um modelo conciso que elucida razoavelmente a evolução geotectônica destes terrenos, os autores destacam a complexidade de se estabelecer os limites físicos e temporais entre o Arqueano e o Paleoproterozoico nestes segmentos. Sob estas circunstâncias situam-se os mármore e rochas calcissilicáticas no Vale do Jacurici: na região limítrofe entre a porção norte do CISC, a oeste, e do Bloco Serrinha, a leste. Estas rochas, em conjunto com orto e paragneisses, hospedam o Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, o qual representa o principal depósito de cromita do Brasil.

Autores como Barbosa et al., (2003b), Barbosa e Sabaté (2003), Misi et al. (2012) e Barbosa et al., (2012) consideram o Complexo Vale do Jacurici como intrusivo nos granulitos do Complexo Caraíba (CISC). De antemão, outros autores (Teixeira et al., 2000; Oliveira et al., 2004) inserem essas rochas nas sequências Mesoarqueanas do Complexo Santa Luz (BS). Mapeamento na escala 1:100.000, na Folha Andorinha, desenvolvidos pelo Serviço Geológico do Brasil, sustentam este último posicionamento.

Bloco Serrinha

Atualmente, este segmento é representado como um terreno granito-greenstone, constituído por três conjuntos litoestratigráficos distintos (Rios, 2002), o embasamento granítico-gnáissico-migmatítico do Complexo Santa Luz, sequências vulcanossedimentares do GBRI e GBRC e granitos intrusivos (Figura 3).

O Complexo Santa Luz (Seixas et al., 1975; Brito Neves et al., 1980; Jardim de Sá, 1982; Davison et al., 1988; Pereira, 1992; Oliveira et al., 2004; Rios, 2002), constitui-se por sua vez, de gnaisses bandados miloníticos e ortogneisses granodioríticos a tonalíticos, dispostos NNW-SSE, de natureza cálcio-alcalina, com *trends* TTG e idades entre 2.8 a 3,22 Ga (U-Pb zircão). Intrusões máficos-ultramáficos que ocorrem na porção sul, a exemplo do depósito cromitífero de Pedras Pretas (Carvalho Filho et al., 1986), são caracterizados em associação com o Complexo Santa Luz. As rochas estudadas do Vale do Jacurici, estariam, sob essa

contextualização, localizadas na Unidade Cachoeira, na qual ocorrem gnaisses de composição charnockítica a enderbítica e rochas calcissilicáticas e olivina mármores.

O GBRI é configurado nas Unidades Vulcânica Máfica Basal, Vulcânica Félsica a Intermediária e Sedimentar. Dados geocronológicos (U-Pb em zircões) obtidos por Oliveira et al. (2010), relevam idades de 2145 ± 8 Ma a 2142 ± 6 Ma para unidade basal, e 2081 ± 9 Ma para a unidade intermediária. O conjunto encontra-se metamorfozido na fácies xisto verde, atingindo fácies anfibolito nos limites com corpos graníticos intrusivos (Cunha et al., 2012). Já para o GBRC são conhecidas as unidades constituídas por rochas vulcânicas máficas, rochas vulcânicas félsicas e metassedimentos clásticos, litoestratigraficamente equivalentes às do GBRI (Oliveira et al., 1999), apresentando, porém, paragêneses metamórficas da fácies anfibolito, reequilibradas em xisto verde (Winge, 1984).

O BS apresenta ainda uma complexa granitogênese que evolui do Arqueano ao Paleoproterozoico (Rios et al., 1998), envolvendo magmatismo de caráter TTG cálcio-alcalino e alcalino-potássico.

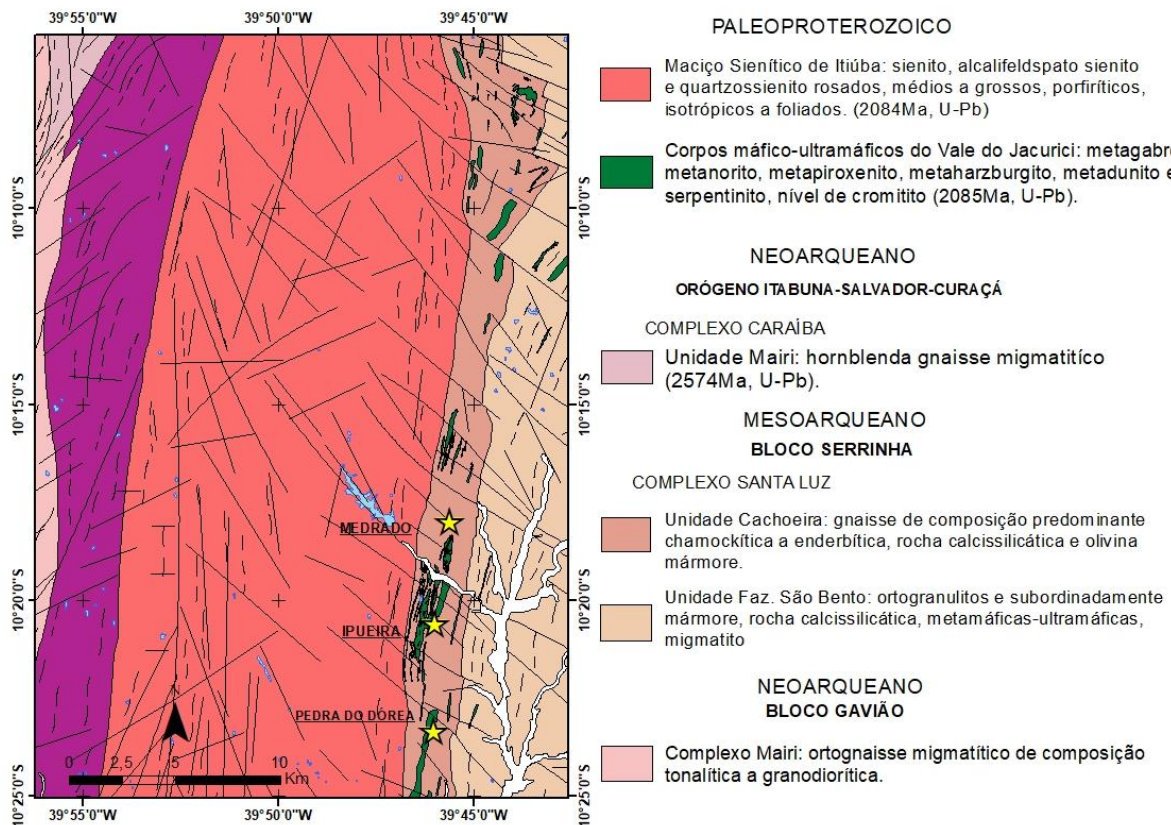


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do Vale do Jacurici. Base Geológica CPRM: Oliveira (2016).

Cinturão Salvador-Curaçá

O CISC se estende de norte a sul do Estado, ao longo de aproximadamente 700km, denominado a norte de Cinturão Salvador-Curaçá (CSC) e a sul Cinturão Itabuna (Figura 4).

Este sistema orogenético (CSC) representa um cinturão de cisalhamento dúctil, resultante de um regime transpressivo durante a colisão paleoproterozoica, evoluído segundo

episódios reversos e transcorrentes progressivos (Kosin et al., 2003). Seus limites, tanto a oeste com o BG, quanto a leste com o BS, apresentam vergências opostas (para W e E, respectivamente). Essa feição configura uma estrutura em flor positiva, assimétrica, marcando a fase final do evento orogenético por volta de 2.0Ga (Leite, 2002; Barbosa et al., 2003).

É compreendido como os domínios litoestratigráficos da Suíte São José do Jacuípe (SSJJ), o Complexo Caraíba (CC), as Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá, o Complexo Tanque Novo-Ipirá (CTNI), e os granitoides (Oliveira et al., 2004).

A SSJJ é composta por um conjunto de rochas máfica-ultramáficas intrusivas e lenticulares descontínuas, orientadas N-S a NNWSSE, que ocorrem na porção sudoeste, tectonicamente imbricadas com as rochas dos demais complexos do cinturão. Apresenta, na sua porção oriental, litologias constituídas por biotita ou hornblenda norito, gabronorito e leucogabro subordinado. Na porção oeste, são mais frequentes ferrogabros e ultramáficas peridotíticas e piroxeníticas (Kosin et al., 2003). A suíte apresenta quimismo toleítico de fundo oceânico (Teixeira, 1997). Dados U-Pb SHRIMP (Silva et al., 1996) até então disponíveis apontam 2,69Ga para xenólito de gabronorito em enderbitito TTG do Complexo Caraíba.

O CC, unidade mais representativa do cinturão, constitui-se de uma suíte bimodal em fácies granulito, ocorrendo ortognaisses enderbíticos, charnoenderbíticos e, restritamente, charnockíticos, além de lentes de gabro-dioritos. De acordo com Teixeira (1997), apresentam filiação cálcio-alcálica de baixo e alto K, resultantes de reciclagem de crosta ígnea com diversa contribuição supracrustal. Silva et al. (1997) obtiveram idades de cristalização em torno de 2695 e 2634 Ma (U-Pb SHRIMP). Intercaladas com essas rochas na porção leste da unidade, encontram-se a sucessão supracrustal do Vale do Jacurici.

A Rochas Máficas-Ultramáficas do Vale do Curaçá intrudem os dois complexos, sendo compostas por hiperstenitos e noritos, enclaves de peridotitos e anfibolitos e lentes de gabro e gabro norito (Teixeira et al., 2010; Menezes Leal et al., 2012; Misi et al., 2012). Alguns destes corpos encontram-se mineralizados em cobre sulfetado (Teixeira et al., 2010) explorados pela Caraíba Metais S.A.

O CTNI, caracterizado mais recentemente sob o ponto de vista metalogenético e paleoambiental por Ribeiro (2016, 2017), especialmente na Folha Pintadas, apresenta relevantes similaridades com as litologias que ocorrem na sucessão supracrustal do Vale do Jacurici.

O complexo representa uma complexa sucessão vulcanossedimentar deformada e metamorfizada nas fácies anfibolito alto a granulito, disposta em faixas descontínuas e estreitas, alinhadas com as estruturas regionais. Nesta são descritos paragnaisses aluminosos, quartzo-feldspáticos, kinzigíticos e grafitosos, associações metamáficas e metaultramáficas, rochas calcissilicáticas, mármore, quartzitos, anfibolitos, formações ferríferas, além de gnaisses graníticos a granodioríticos com intercalações de gnaisses tonalíticos e anfibolitos. Apesar da ausência de dados geocronológicos U-Pb, são admitidas idades máximas – modelo Nd (TDM) – para os gnaisses aluminosos, no Vale do Curaçá, da ordem de 2.600 Ma (Oliveira et al., 2002), sendo considerada como um conjunto de rochas geradas entre o Arqueano e Paleoproterozoico (Ribeiro, 2016, 2017).

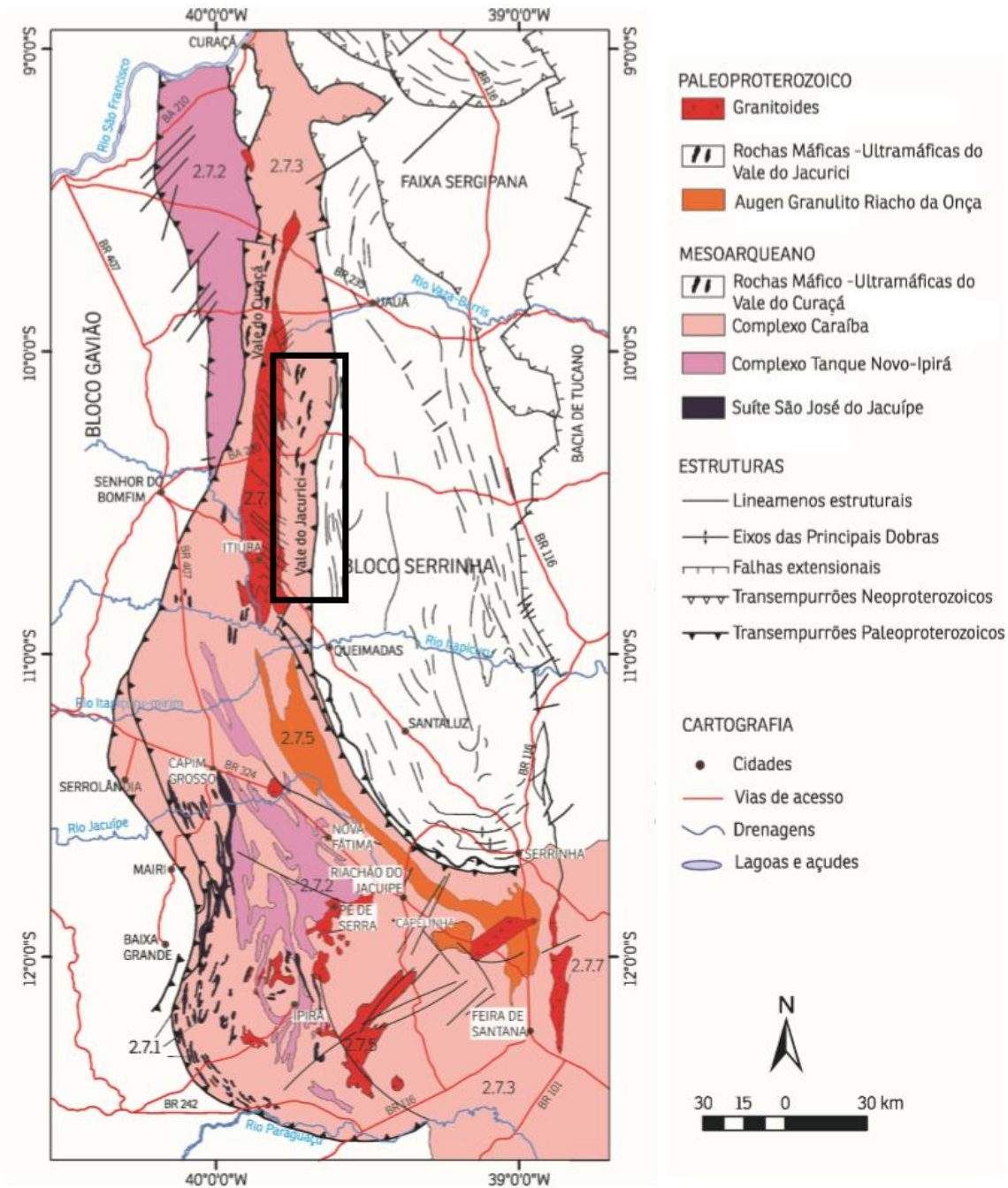


Figura 4 - Mapa geológico do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (porção norte), com destaque para o Vale do Jacurici. Simplificado e atualizado de Barbosa e Dominguez (1996), Kosin et al. (2003) e Oliveira et al. (2010) por Barbosa et al. (2012).

Mármore e rochas calcissilicáticas do Complexo Tanque Novo-Ipirá na Folha Pintadas foram classificados como olivina-mármore, serpentina-mármore com granada, diopsiditos e diopsiditos com microclina, com evento posterior de metassomatismo associado a formação de *skarnitos* (Ribeiro, 2016). Estas litologias apresentam teores anômalos de P_2O_5 oscilante entre 0,01% e 3,19% (em apatita possivelmente primária), e seus padrões litogeoquímicos indicam um paleoambiente plataformar de mar epicontinental envolvido na gênese dessas supracrustais.

Intrusões graníticas apresentam caráter relevante no contexto do cinturão, com destaque para o Sienito de Itiúba, o qual configura um extenso maciço N-S que separa as regiões do Vale

do Curaçá, a oeste, e Vale do Jacurici, a leste. Segundo Conceição (1990), foi instalado sob regime transcorrente do tipo *pull-apart*, e dados U-Pb (zircão) obtidos por Oliveira et al. (2002) indicam idade de 2085±5Ma.

O Vale do Jacurici

O Vale do Jacurici está posicionado a leste do Sienito de Itiúba, em contato direto com o mesmo, sendo composto por rochas altamente deformadas dobradas e falhadas, configuradas descontinuamente em uma megasinclinal com vergência predominante para leste, no *trend* N-S ao longo de cerca de 25 km (Figura 5).

Uma seqüência estratigráfica foi descrita inicialmente por Jardim de Sá (1984) e Marinho et al. (1986), elaborada utilizando-se relações estruturais e intrusivas de diferentes gerações de rochas plutônicas que ocorrem na área. A ordem sugerida por estes autores está sequenciada da base para o topo da seguinte maneira: 1) Sequência Supracrustal Metamorfizada; 2) Sill Diferenciado Máfico-ultramáfico; 3) Ortognaisses G1; 4) Diques Máficos; 5) Ortognaisses G2; 6) Granitoides G3; 7) Rochas Pegmatíticas e; 8) Diques de Metadiabásio.

A Sequência Supracrustal descrita pelos autores supracitados é constituída de variados litotipos metamorfizados em fácies anfíbolito alto a granulito e metassomatizadas (Lama et al., 2001), dentre eles: (i) diopsiditos; (ii) mármore; (iii) quartzitos impuros e metachert; e (iv) formações ferríferas; (v) grafititos, e (vi) granulitos paraderivados e calcissilicáticos (figura 4). Neste modelo, as rochas são alocadas no Complexo Caraíba, constituinte do CSC (figura 1). As litologias (i), (ii), (iii) e (vi) são as que ocorrem com maior frequência e, por ocorrerem diretamente associadas, representam o foco do presente trabalho.

Esse conjunto de rochas é intrudido diretamente pelos corpos máficos-ultramáficos estratificados, de idade paleoproterozoica, mineralizados em cromo e explorados pela Companhia de Ferro Ligas da Bahia (FERBASA). Encontram-se dispostos em um *trend* N-S e são interpretadas como rochas cumuláticas, afetadas por metamorfismo de fácies anfíbolito, variando composicionalmente de dunitos até ortopiroxenitos e gabronoritos (Marques e Ferreira Filho, 2003).

As rochas metassedimentares foram caracterizadas e classificadas posteriormente por Lama et al. (2001), Maheshwari et al. (2010) e Gama (2014). Dados de isótopos estáveis e relações estruturais e intrusivas com o Sienito de Itiúba e Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, sugerem uma idade Paleoproterozoica.

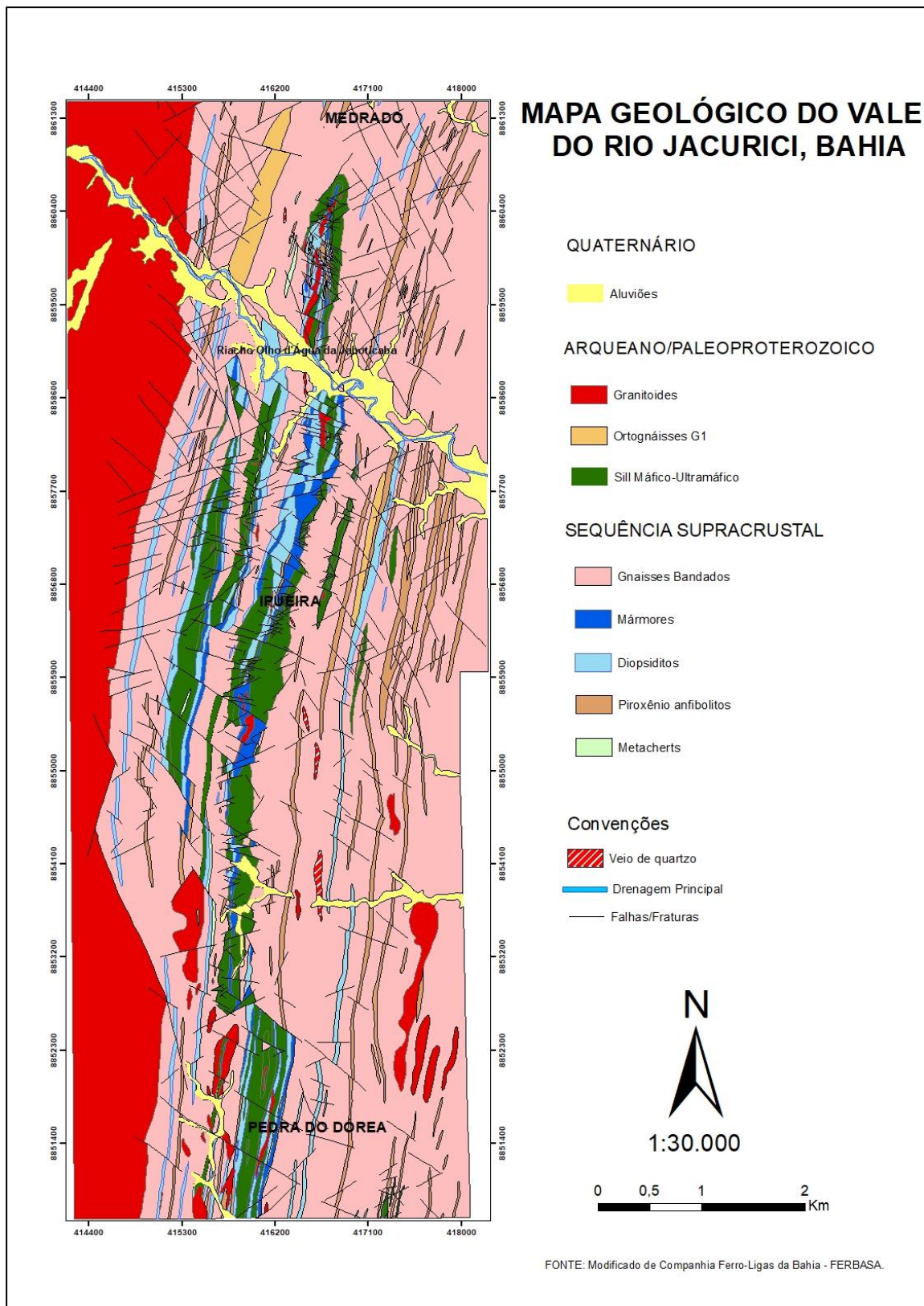


Figura 5 - Mapa geológico de detalhe do vale do Jacurici envolvendo os distritos de Pedra do Dórea, Ipeira e Medrado (Cia Ferro-Ligas da Bahia – FERBASA, 2014).

MATERIAIS E MÉTODOS

Para a aquisição, integração e interpretação dos dados foram utilizadas diversas ferramentas e métodos, descritos de forma sucinta a seguir.

- **Levantamento bibliográfico:** foram desenvolvidos contínuos levantamentos bibliográficos em periódicos e livros, nacionais e internacionais, com vistas à seleção dos trabalhos considerados fundamentais sobre o tema da pesquisa e os aspectos da geologia regional, bem como atualização constante dos temas.
- **Campanha de campo:** foram realizados caminhamentos geológicos de detalhe ao longo do Vale do Jacurici, com o intuito de desenvolver uma contextualização geológica da ocorrência dessas rochas neste terreno. Além disso, a maior porção da campanha foi investida na separação, descrição e coleta de amostras ao longo de furos de sondagem dentro das instalações da Companhia de Ferro-Ligas da Bahia, Ferbasa, no distrito minerário de Medrado.
- **Amostragem:** o trabalho foi desenvolvido através do estudo e amostragem de testemunhos ao longo de 10 furos de sondagem. Foram englobados os distritos minerários de Medrado, à norte do Vale do Jacurici, de Ipueira, no centro e Pedra do Dórea, à sul.
- **Petrografia:** foram confeccionadas um total de 33 lâminas delgadas no Laboratório de Laminação da CBPM – Companhia Baiana de Pesquisa Mineral. Estes estudos foram desenvolvidos no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia (UFBA), com microscópio petrográfico modelo Olympus BX60, visando a determinação dos constituintes das fácies litológicas e relação entre estes.
- **Difratometria de Raios-X (DRX):** análises por DRX foram realizadas em 5 amostras de rocha. Estas foram preparadas por moagem manual e mecânica, com concentração manual quando necessária a análise de fases minerais isoladas. Posteriormente foram processadas no Difratômetro D2 Phaser (2nd Geração) - Bruker no Laboratório de Tecnologia Mineral - RAIOS X na Universidade Federal da Bahia (LAPAG). Para identificação das fases cristalinas foi utilizado o *software* Diffract Suit EVA.
- **Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV):** análises por MEV foram realizadas em apatitas em uma amostra no Laboratório Multiusuário em Microscopia Eletrônica da Universidade Federal da Bahia (LAMUME). A amostra foi processada no microscópio eletrônico de varredura modelo JSM-6610LV – JEOL e os gráficos gerados no *software* Aztec.
- **Geoquímica:** 51 amostras coletadas foram analisadas por intermédio de Fluorescência de Raios-X (FRX), para obtenção de elementos maiores, Plasma de Indutivamente Acoplado à Emissão Ótica (ICP-OES), com abertura de amostras com peróxido de sódio (Na₂O₂) para elementos traços, e Plasma de Indutivamente Acoplado à Espectrometria de Massa (ICPS-MS) para os elementos terras raras. Foram analisadas um total de 56 amostras nos laboratórios da SGS-Geosol Ltda. Os ETRY analisados neste trabalho foram normalizados com a composição do folhelho Post Archean Australian Shale

(PAAS) obtidos por McLennan (1989), e representam uma das ferramentas mais relevantes no estudo de ambiência geológica.

FUNDAMENTOS TEÓRICOS

Períodos e processos fosfogenéticos no Precambriano

Atualmente, a rocha fosfática é a única fonte de fósforo viável em termos mundiais, estando esta contida nos depósitos de origens sedimentares (em torno de 85% da oferta mundial) e ígneas (próximo de 15%).

A origem das rochas sedimentares ricas em P (fosforitos) envolve processos geológicos, físico-químicos e biogênicos complexos em sua gênese. Os fosforitos, para alguns autores, devem conter pelo menos 10% de P_2O_5 e, para outros, 18%, sendo que as rochas sedimentares apresentam, em geral, concentrações menores que 0,3% de P_2O_5 .

Os eventos fosfogenéticos de natureza sedimentar são considerados como fenômenos que ocorrem em escala mundial, considerando sua distribuição espacial, sendo eles altamente correlacionáveis (Figura 6). Os maiores depósitos de fosforito são registrados no Fanerozoico e em duas Eras do Proterozoico: Neoproterozoico e Paleoproterozoico. Não são conhecidos depósitos importantes no Mesoproterozoico, assim como no Arqueano. A distribuição desses depósitos no Precambriano envolve períodos submetidos a grandes mudanças climáticas globais e evolução dos processos tectônicos, resultando em importantes picos fosfogenéticos (Cook et al., 1992).

Neste cenário, os fosforitos do Paleoproterozoico surgem em consequência do *Great Oxygen Event-GOE*, no período pós-glaciação Huroniana (Figuras 1 e 6). A ação do intemperismo químico nas rochas continentais, intensificada por processos pós-glaciais, teria favorecido o fornecimento de fósforo aos oceanos sob a forma de óxidos de P e Fe (Papineau, 2010; Pufahl e Hiatt, 2012). No ciclo do fósforo, o intemperismo continental de rochas ígneas e sedimentares ricas em fosfato constituem a fonte mais importante desse elemento (Follmi, 1996). Em conjunto, considera-se que a oxigenação do oceano durante o *GOE*, com contribuições diretas ou indiretas de bactérias anaeróbicas, teria sido responsável pela deposição simultânea de formações ferríferas e fosforitos durante o Paleoproterozoico, culminando no evento fosfogênico mais antigo registrado.

O modelo fosfogenético de correntes de ressurgência (*upwellings*) preconizado por Kazakhov (1937) foi um dos primeiros a sugerir processos de deposição do fosfato marinho. Segundo este autor, a fonte do fósforo seria matéria orgânica de ambiente marinho profundo, onde o mesmo estaria presente nas correntes marinhas ascendentes, que circulariam oriundas do fundo marinho em direção ao continente. Este modelo elucidou, de forma satisfatória, porém com lacunas, os processos fosfogenéticos durante o Fanerozoico, não explicando a ocorrência de estromatólitos fosfáticos nem se aplicando à formação de depósitos fosfáticos em bacias rasas, do tipo epicontinentais, onde não há possibilidade de formação de correntes de ressurgências.

O modelo sugerido por Nelson et al. (2010) para a configuração dos mares Proterozoicos descreve o seguinte cenário: existência de oceanos estratificados em zonas óxicas, subóxicas e anóxicas (Figura 7), associado à produção de oxigênio fotossintético em uma zona próxima à costa (águas rasas), diferentemente do que é proposto para o Fanerozoico, onde toda extensão da plataforma apresenta considerável disponibilidade de oxigênio, dominada pela existência de correntes de ressurgência (Kazakov, 1937).



Figura 6 – Distribuição espacial e temporal dos depósitos de fosforito no mundo (Cook e Shergold, 1986).

A precipitação do fósforo em uma bacia com baixa disponibilidade de oxigênio, que configura uma bacia Paleoproterozoica, ocorreria no limite entre zonas anóxicas e sub-óxicas, na plataforma carbonática mais distal (com maior contribuição de bactérias anaeróbicas em zonas anóxicas para redução do PO_4), conforme descrito por Nelson et al. (2010). Segundo o autor, nas áreas que não estão associadas com correntes de ressurgência a concentração de fosfato em sedimentos é controlada pelo modelo do bombeamento Fe-redox, o qual consiste de um mecanismo cíclico que enriquece de fosfato águas intersticiais nos poros dos sedimentos, através do seu transporte de águas oceânicas óxicas a subóxicas, inicialmente adsorvido em oxihidróxidos de Fe. Durante o soterramento, ocorre a dissolução por ação de micro-organismos desses compostos abaixo do limite redutor subóxico-anóxico, liberando o fosfato para a água dos poros ou intersticial, que irá se combinar com F e CO_2 da água do mar para formar o carbonato-fluorapatita ou francolita (Figura 7).

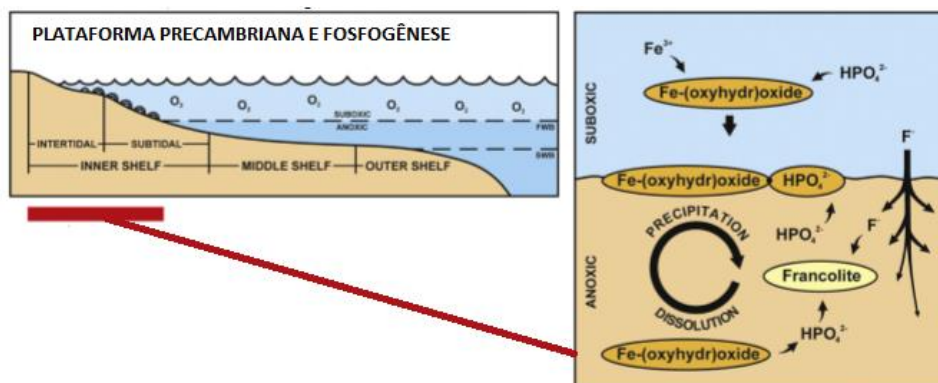


Figure 7 – Configuração da plataforma continental pré-cambriana e extensão da fosfogênese resultante do bombeamento Fe-redox. Oxi-hidróxidos de Fe são soterrados sob a interface Fe-redox, a partir daí, são dissolvidos e liberam PO_4^{2-} adsorvido na água intersticial. FWB = nível de base da onda de clima justo, SWB = base de ondas de tempestade (Nelson et al., 2010).

Estas especificações restringem os processos fosfogenéticos Precambrianos a ambientes de água rasa e, conseqüentemente, a litofácies que são formados nesses ambientes.

Depósitos de fosfato Paleoproterozoicos

Os depósitos de rochas fosfáticas do Paleoproterozoico, em sua grande maioria, encontram-se dobrados, falhados e freqüentemente metamorfizados, assim como as rochas carbonáticas e calcissilicáticas do Vale do Jacurici. Entretanto, a maioria deles são depósitos econômicos, como os depósitos de Sinpkhup, Singpung e Yongby, na Coréia do Norte, com reservas estimadas em 100 Mt de P_2O_5 , o Supergrupo Aravalli, na Formação Jhamarkotra, Índia, com reservas estimadas > 65 Mt de P_2O_5 e depósitos na Rússia com reservas estimadas em 50 Mt (Papinaeu, 2010).

No CSF são identificados os depósitos no Complexo Rio Salitre, nas imediações de Juazeiro, numa zona de transição entre o CSF e o orógeno neoproterozoico Riacho do Pontal, além de menores ocorrências no Complexo Tanque-Novo Ipirá, na região de Ipirá e Gavião, na porção central do CISC (Figura 8). Em ambas, as mineralizações primárias ocorrem predominantemente nas litofácies calcissilicáticas, depositadas em uma plataforma marinha rasa (Oliveira, 2016; Ribeiro, 2016).

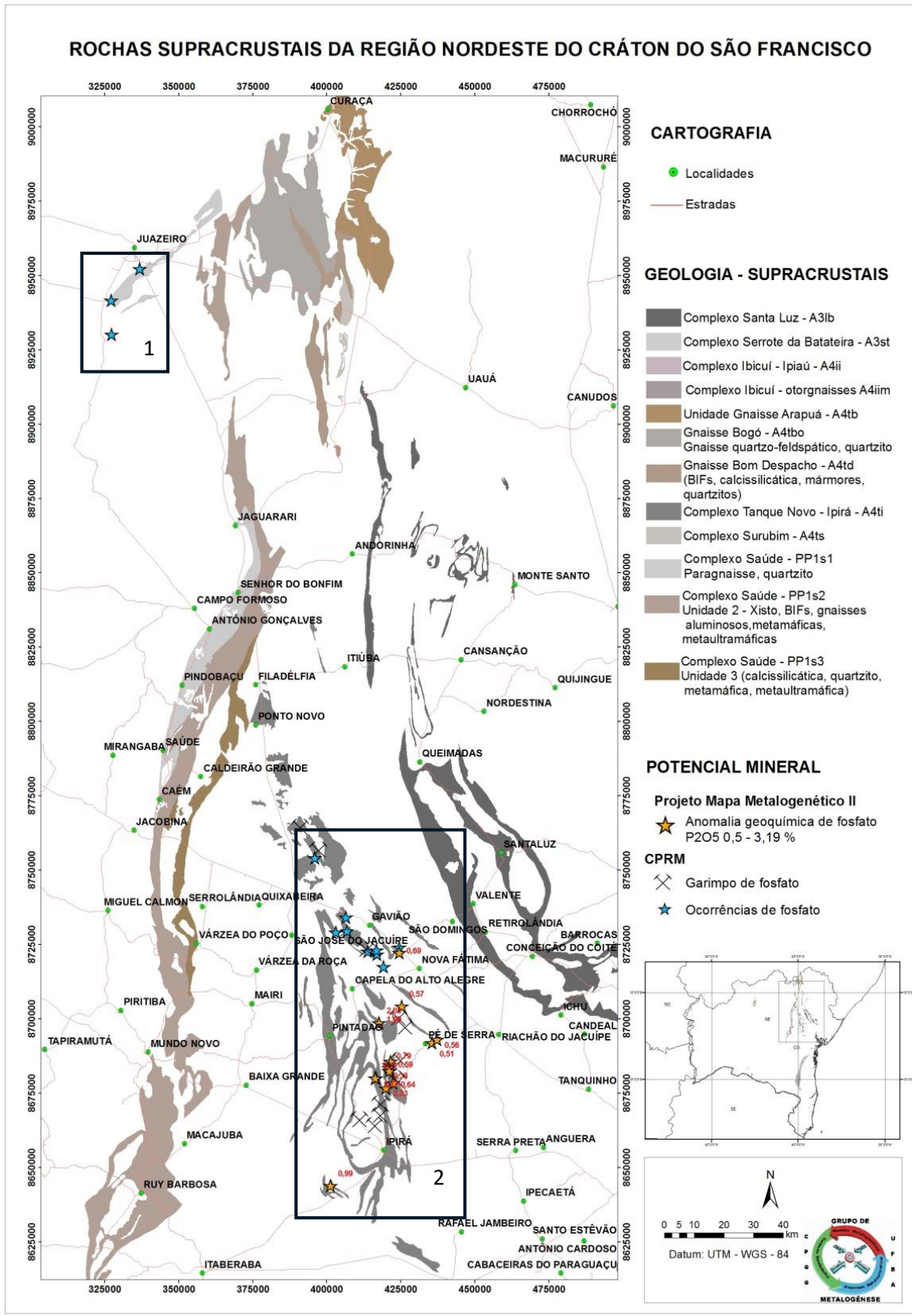


Figura 8 - Mapa geológico das rochas supracrustais do NE do Cráton do São Francisco. Base CPRM (1: 100.000.000), com destaque para as anomalias regionais de fosfato do 1- Complexo Rio Salitre e 2 – Complexo Tanque-Novo Ipirá (Ribeiro, 2016).

TEXTO EXPLICATIVO - ESTRUTURAÇÃO DO TRABALHO

Este trabalho está estruturado em duas partes. A primeira tem caráter introdutório e fornece um panorama geral da pesquisa (Capítulo 1), contendo a apresentação do problema abordado, objetivos gerais e específicos, justificativa e metodologia utilizada, bem como a localização, contextualização geológica da área de pesquisa e fundamentos teóricos utilizados como base para interpretação dos resultados.

Os resultados da pesquisa estão expostos em uma segunda parte (Capítulo 2), a qual consiste de um artigo científico que será submetido na Revista Geologia USP. Este artigo, intitulado “Caracterização Petrográfica e Litogeoquímica dos Mármore e Rochas Calcissilicáticas do Vale do Jacurici-BA: Condições Paleoambientais e Processos Fosfogenéticos”, aborda os principais resultados obtidos na pesquisa realizada, trazendo as devidas caracterizações petrológicas e geoquímicas dos mármore, diopsiditos e granulitos calcissilicáticos que serviram como base para o estudo da reconstituição de condições paleoambientais e processos fosfogenéticos associados.

Em sequência, são apresentadas as Conclusões finais, cuja abordagem envolve as considerações trazidas pelo conteúdo obtido ao longo da pesquisa e sugestões para a continuidade de trabalhos nesta temática. Por fim, encontram-se Anexos e Apêndices, que consiste da apresentação de material que comprova a aquisição de dados que são apresentados, porém não são cabíveis de serem inseridos nos demais capítulos.

Todas as citações bibliográficas e correspondentes referências estão conforme as diretrizes para autores da Revista Geologia USP.

O presente documento constitui um dos requisitos para obtenção do título de mestre em Geologia e está estruturado em conformidade com o regulamento do Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal da Bahia.

REFERÊNCIAS

Almeida, H. L., Cabral, E. B., Bezerra, F. X. (2017). Evolução deformacional das rochas do Vale do Jacurici: implicações para a estruturação dos corpos cromitíferos máfico-ultramáficos. *Geologia Usp*. Série Científica, v. 17, 71-88.

Almeida F.F.M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, *DNPM-DGM*, Boletim, 241, 36p

Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, 349-364.

ANM – AGÊNCIA NACIONAL DE MINERAÇÃO, SIGMINE - SISTEMA DE INFORMAÇÕES GEOGRÁFICAS DA MINERAÇÃO, disponível em:

< <http://www.anm.gov.br/assuntos/ao-minerador/sigmine> >. Acesso em 20 de novembro de 2018.

Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F., Corrêa-Gomes, L. C., Dominguez, J. M. L., Souza, J. S. (2012). *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização* (1º ed, v. 2). Salvador, Bahia: CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral.

Barbosa, J. S. F., Sabaté, P., Marinho, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, vol 33, 3-6.

- Barbosa, J. S. F., Marinho, M. M., Leal, A. B. M., Oliveira, E. M., Souza, O. J. S., Argollo, R. M., Lana, C., Barbosa, R. G., Santos, L. T. L. (2018). As raízes granulíticas do cinturão Salvador-Esplana-da-Boquim, Cráton do São Francisco, Bahia-Sergipe, Brasil. *Geologia Usp. Série Científica*, v. 18, 103-128.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. (2003b). O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 3-6.
- Barbosa J. S. F., Dominguez J. M. L. (1996). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM*. Edição Especial, Salvador.
- Bau, M. (1999) Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochim. Cosmochimistry*, Acta 63, 67–77.
- Blaskowski, A. E. (2018). *Caracterização petrográfica e química das rochas de rejeito da mina Ipueira e seu potencial agromineral*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências - UFBA.
- Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Torquato, J. R. F. (1980). *Evolução geológica do Precambriano do Estado da Bahia*. In: Inda, H. A. V. org. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. V. 3. SME. Bahia.
- Bucher, K., Grapes, R. (2010). *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. 8th edição. Nova York. Springer-Verlag.
- Carvalho Filho, A. R.; Queiroz, E. T. e Leahy, G. A. S. (1986). Jazida de Cromita de Pedras Pretas, município de Santa Luz, Bahia. In: Schbhenhaus, C. e Coelho, C. E. S. (Eds.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, 1, 235-248. DNPM-CVRD. Bahia.
- Conceição H. (1990). *Petrologie du Massif Syénitique d’Itiúba: contribution à l’étude minéralogique des roches alcalines dans l’État de Bahia (Brésil)*. Tese (Doutorado). Paris: Centre d’Orsay, Université Paris-Sud.
- Cook, P.J., Shergold, J. H. (1986). Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, Vol. 308, 231–236.
- Cook, P. J. (1992). Phosphogenesis around the Proterozoic-Phanerozoic transition. *Journal of the Geological Society*, 149, 615-620.
- Cunha, J. C., Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F. (2012). Os greenstone belts. In: Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F., Corrêa-Gomes, L. C., Domingues J.M.L. *Geologia da Bahia*, 2, 203-326. Pesquisa e atualização de dados CBPM. Salvador.
- Davison, I., Teixeira, J. B. G., Silva, M. G., Rocha Neto, M. B., Matos, F. M. V. (1988). The Itapicuru Belt, Bahia, Brasil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, 42,1-17.
- Föllmi, K. B. (1996). The phosphorus cycle, phosphogenesis and marinephosphate-rich deposits. *Earth Science Review*, Amsterdam, 40, 55-124.
- Gaertner, C., Broecker, M., Strauss, H., Farber, K. (2011). Strontium-, carbon- and oxygen-isotope compositions of marbles from the Cycladic blueschist belt, *Greece Geology*, 148, 511–528.

Gama, M. (2014). *Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas do Vale do Rio Jacurici, Bahia*. Trabalho Final de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências – UFBA.

IBGE - INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA, disponível em:

< <http://downloads.ibge.gov.br/>>. Acesso em 2 de dezembro de 2018.

Kazakov, A. V. (1937). The phosphorite facies and the genesis of Phosphonates. In: Geol. Investigations of Agricultural Ores. *Trans. ScL Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides*, 142, 95-113.

Knoll, A. H., Kaufman, A. J., Semikhatov, M. A., (1995). The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from Northwestern Siberia (Anabar Massif Turukhansk uplift). *American Journal of Science*, 295, 823–850.

Kosin, M. D., Melo, C. M., Souza, J. D., Oliveira, E. P., Carvalho, C. M. M. L., (2003). Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, n. 1, 15-26.

Jardim de Sá, E. F. (1982). Nota sobre o estilo estrutural e relações gnaisses supracrustais no “greenstone belt” de Serrinha (Bahia). *Revista Ciências da Terra*, 2, 8-126.

Jardim de Sá, E. F. (1984). Geologia da Região do Vale do Jacurici. Relatório Técnico de Consultoria.SME/COM, 17.

Lama, E. A. D., Candia, M. A. F.; Szabó, G. A. J. (2001). Petrography and Metamorphism of the Metasedimentary Country-Rocks of the Jacurici Valley Chromitite-Hosting Mafic-Ultramafic Complexes, Bahia, Northeastern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP Geo*. USP Sér. Cient., 1, 1-15.

Leite, C. M. M. (2002). *A evolução geodinâmica da orogênese paleoproterozóica nas regiões de Capim Grosso-Jacobina e Pintadas-Mundo Novo (Bahia - Brasil): metamorfismo, anatexia crustal e tectônica*. Tese (Doutorado Instituto de Geociências). Salvador: Instituto de Geociências - UFBA.

McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. In: Lipin, B. R., McKay, G. A. (Eds.). *Rev. Mineral.* 169–200, Mineral. Soc. Amer.

Maheshwari, A., Sial A. N., Gaucher, C., Bossi, J., Bekker, A., Ferreira, V.P., Romano, A. W. (2010). Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: a review of occurrences in Brazil, India, and Uruguay. *Precambrian Research*, 182, 274-299.

Marinho, M. M., Rocha, G. F., Deus, P. B., Viana, J. S. (1986). Geologia e potencial cromitífero do Vale do Jacurici, Bahia: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 5, 2074–2088. Goiânia, SBG.

Marques, J. C. Ferreira Filho, C. F. (2003). The chromite deposits of the Ipueira Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, 98, 87-108.

Menezes Leal, A. B., Corrêa-Gomes, L. C., Guimarães, J. T. (2012). Diques Máficos. In: Barbosa, J. S. F. (Coordenação Geral). *Geologia da Bahia*, 2, 199-231. Pesquisa e atualização de dados CBPM. Salvador.

- Misi, A., Teixeira, J. B. G., Sá, J. H. (2012). *Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia e Principais Províncias Minerais*. Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/ CBPM. Série publicações especiais 11.
- Nelson, G. J., Pufahl, P. K., Hiatt, E. E. (2010). Paleooceanographic constraints on Precambrian phosphorite accumulation, Baraga Group, Michigan, USA. *Sedimentary Geology*, 226, 9-21.
- Oliveira, E. P., Lafon, J-M., Souza, Z. S. (1999). Archean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: UPb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 38-40, Lençóis. SBG.
- Oliveira, E. P., Mello, E. F., McNaughton, N., Choudhuri, A. (2002). SHRIMP U-Pb age of the basement to the Rio Itapicuru Greenstone Belt, NE São Francisco Craton. *XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, João Pessoa, SBG.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Pimentel, M., Fletcher, I. R. (2004). Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, 128. 143–165.
- Oliveira E. P., Grisólia M. F., Moreto C., Donatti Filho J. P., McNaughton N., Vale I. Z., (2010). Descoberta de um Complexo de Fore-arc Paleoproterozóico no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, e Implicações Geodinâmicas. *XXXXV Congresso Brasileiro de Geologia*, Belém, SBG.
- Oliveira, R. C. L. M. (2016). *Carta Geológica Folha SC 24-Y-B-II Andorinha – Escala 1:100.000*. Serviço Geológico do Brasil.
- Oliveira, L. R. S. (2016). *Fosforitos da região de Juazeiro, Bahia: paleoambientes, geocronologia, controles da mineralização e correlações estratigráficas*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências – UFBA.
- Papineau, D., (2010). Global biogeochemical changes at both ends of the Proterozoic: insights from phosphorites. *Astrobiology*, 10, 165-181.
- Pereira, L. H. M. (1992). *Serrinha, Folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia. Brasília*. DNPM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Pufahl, P. K.; Hiatt, E. E. (2012). Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: a review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology. Guildford*, 32, 1, 1-20.
- Ribeiro, T. S. (2016). *Caracterização geológica das rochas calcissilicáticas e metacarbonáticas do complexo Tanque Novo – Ipirá na folha Pintadas – BA: potencial metalogenético para fosfato*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências - UFBA.
- Ribeiro, T. S. (2017) Complexo Tanque Novo-Ipirá: Geologia e potencialidade para fosfato na folha Pintadas, Bahia. *CBPM, Série Arquivos Abertos*, 42.
- Rios, D. C., Conceição, H., Macambira, M. J. B, Burgos, C. M. G., Peixoto, A. A., Cruz Filho, B. E., Oliveira, L.L., Lisboa, M. P. (1998). *Granitogênese da Parte Meridional-Oriental do Núcleo Serrinha: Idade, Petrografia E Geoquímica*. In: Conceição H., Cruz, M. J. M. Cruz, Sá, H. J. S., Sá., P. Sabaté (eds.) *Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas*, 5, 91-113. Salvador, SBG, Publicação Especial.

- Rios D.C., (2002). *Granitogênese no Núcleo Serrinha: Geocronologia e Litogeoquímica*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências -UFBA.
- Seixas, S. R. M., Marinho, M. M., Moraes, O. F., Awdziej, I. (1975). Geologia das Folhas Itaberaba e Serrinha, Projeto Bahia II: Geologia das Folhas de Itaberaba e Serrinha. Relatório Final. Salvador. CPRM, 1.
- Silva, M. G. (1996). *Sequências metassedimentares, vulcanossedimentares e greenstone belts do Arqueano e Proterozóico inferior*. In: Barbosa, J. S. F., Dominguez, J. M. L. (Ed.). Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo, 85-102. Salvador: SICM, SGM.
- Silva, L.C., McNaughton, N. J., Melo, R. C., Fletcher, I. R. (1997). U-Pb SHRIMP ages in the Itabuna-Caraíba TTG high-grade complex: the first window beyond the Paleoproterozoic overprinting of the eastern Jequié craton, NE Brazil. In: *International symposium on granites and associated mineralizations*, Salvador, SBG.
- Silveira, C. J. S., Frantz, J. C., Marques, J. C., Queiroz, W. J. A., Roos, S., Peixoto, V. M. (2015). Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 3, 453-474.
- Swart, P. K., (2015). The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future. *Sedimentology* 62, 1233–1304.
- Teixeira, L. R. (1997), *O complexo Caraíba e a suíte São José do Jacuípe no cinturão Salvador-Curaçá (Bahia - Brasil): petrologia, geoquímica e potencial metalogenético*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências -UFBA.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C. M., Carneiro, M. A. (2000). *Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton*. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 101-137. Rio de Janeiro: DNPM.
- Teixeira, J. B. G., Silva, G., Luiz, J., Castro, H. C., A, F. (2010). *Depósitos de cobre do Vale do Rio Curaçá, Bahia*. In: Brito, R. S. C., Silva, M. G., Kuyumjian, R. M. (Ed.). Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo. Programa Geologia do Brasil Recursos Minerais: Série Metalogenia, 73-95. Brasília: CPRM.
- Veizer, J., Plumb, K.A., Clayton, R.N., Hinton, R.W., Grotzinger, J.P. (1992). Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2487–2501.
- Winge, M., (1984). *A Sequência vulcanossedimentar do Grupo Rio Capim, Bahia*. In: Viveiros, P. V. S., Duarte, F. (Eds.). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, 5, 43-103. Salvador. SME/CPM.

CAPÍTULO 2

ARTIGO

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA DOS MÁRMORES E ROCHAS CALCISSILICÁTICAS DO VALE DO JACURICI - BA: CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PROCESSOS FOSFOGENÉTICOS

PETROGRAPHIC AND LITOGEOCHEMICAL CHARACTERIZATION OF VALE DO JACURICI MARBLES AND CALCISSILICATIC ROCKS - BA: PALEOENVIRONMENTAL CONDITIONS AND PHOSPHOGENETIC PROCESSES

Título curto: SUCESSÃO SUPRACRUSTAL DO VALE DO JACURICI - BA: CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E PROCESSOS FOSFOGENÉTICOS

Mariana Andriotti Gama

Universidade Federal da Bahia – Bahia – Brasil Endereço: Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. CEP: 40170-020.

Salvador – Bahia. E-mail: mariana.ageo@gmail.com

Aroldo Misi

Grupo de Metalogênese, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia Endereço: Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. CEP: 40170-020. Salvador – Bahia. E-mail: misi@ufba.br

José Haroldo da Silva Sá

Grupo de Metalogênese, Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia Endereço: Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. CEP: 40170-020. Salvador – Bahia. E-mail: haroldo.sa@gmail.com

Luis Rodrigues dos Santos de Oliveira

Universidade Federal da Bahia – Bahia – Brasil Endereço: Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. CEP: 40170-020.

Salvador – Bahia. E-mail: rodrigues.oliveira@hotmail.com

Tatiana Silva Ribeiro

Universidade Federal da Bahia – Bahia – Brasil Endereço: Rua Barão de Jeremoabo, s/n, Campus Universitário de Ondina. CEP: 40170-020.

Salvador – Bahia. E-mail: tatiana_geologia@yahoo.com.br

TOTAL DE PALAVRAS: 9.475 FIGURAS: 16 TABELAS: 4

RESUMO

Baseando-se em correlações litogeoquímicas, os mármores e rochas calcissilicáticas do Vale do Jacurici, centro-norte da Bahia, demonstraram estar associadas a um paleoambiente de deposição marinho raso Paleoproterozoico, envolvendo disponibilidade de oxigênio na bacia, condição favorável a formação de depósitos de fosfato. Estas rochas encontram-se deformadas, metassomatizadas e metamorfozadas em condições de anfíbolito alto a granulito e relações intrusivas com o Sienito de Itiúba e Complexo máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, mineralizado em cromita, sugerem idade mínima Paleoproterozoica para a sucessão. Os estudos realizados em testemunhos de sondagem permitiram a caracterização de dois grupos de mármores, diopsiditos e rochas calcissilicáticas granulitizadas. São identificadas assinaturas marinhas preservadas em padrões de ETR+Y (normalizadas ao PAAS), como anomalias negativas de Ce, positivas de Y e Gd e relações Y/Ho próximas aos valores da água do mar (60-168) nos mármores. Foram constatados padrões de contaminação crustal que indicam componentes provenientes de *input* terrígeno, resultando em relações positivas Zr *versus* Hf, enriquecimento relativo de metais traços, Σ ETR+Y e razões Pr/Yb_[SN], além de padrões Y/Ho (<30) e anomalias menos acentuados, sobretudo nas rochas calcissilicáticas. A presença de magnitudes variáveis de anomalias positivas de Eu podem refletir contribuição de assinaturas das águas dos mares arqueanos residuais e influência de fluidos magmáticos tardios. Valores anômalos de P₂O₅ nos mármores e diopsiditos (1,38%, 2,07%, 2,3% e 4,56%) nas zonas limítrofes entre contribuição terrígena e marinha, delimitada pelas razões Y/Ho, evidenciam controle estratigráfico nestas concentrações. Estes dados indicam um paleoambiente com condições relacionadas a eventos climáticos globais, favoráveis à fosfogênese, cenário semelhante aos registros em bacias Paleoproterozóicas mineralizadas em fosfato sedimentar, no Cráton do São Francisco e em outras partes do mundo.

Palavras-chave: Vale do Jacurici; Mármores; Calcissilicáticas; Condições paleoambientais; Fosfogênese.

ABSTRACT

Based on litogeochemical correlations, Vale do Jacurici marbles and calcissilicatic rocks, north-central of Bahia, demonstrated association with a paleoproterozoic shallow marine paleoenvironment, involving oxygen availability in the basin, conditions that favors phosphate concentration. These rocks are deformed, metassomatized and metamorphosed under high amphibolite to granulite conditions and intrusive relations with the Itiúba Sienite and Mafic-ultramafic Complex Vale do Jacurici, mineralized in chromite, indicate the minimum Paleoproterozoic age for the succession. In marble, marine signatures are preserved in RRE+Y patterns (PAAS normalized) with negative Ce-anomalies, positive Y and Gd-anomalies and Y/Ho ratios near to the values of sea water (60-168). Crustal contamination patterns indicate the presence of terrigenous components, especially in calcissilicatic rocks, resulting in positive relations Zr *versus* Hf, relative enrichment of trace metals, Σ RRE+Y and Pr/Yb_[SN], Y/Ho (< 30) and less marked anomalies. The presence of variable magnitudes of positive Eu-anomalies may reflect the contribution of signatures from residual Archaean seas and the influence of late magmatic fluids. Anomalous values of P₂O₅ in marbles and diopsidites (1.38%, 2.07%, 2.3% and 4.56%) at the boundary zones between terrestrial and marine contribution, delimited with Y/Ho ratio, evidences stratigraphic control in phosphate concentration. These data indicate a paleoenvironment involving conditions related to global climatic events that favors phosphogenesis, similar scenario to Paleoproterozoic phosphate mineralized sedimentary basins in São Francisco Craton and other parts of the world.

Keywords: Jacuricy Valley; marbles; Calcissilicatic rocks; Paleoenvironmental conditions; Phosphogenesis.

1. INTRODUÇÃO

Na região do Vale do Jacurici, localizado no município de Andorinha, centro-norte da Bahia, ocorre uma sucessão supracrustal constituída predominantemente por mármores e rochas calcissilicáticas, configuradas como lentes descontínuas encaixadas em gnaisses de origem diversa. Este conjunto de rochas representa uma das principais encaixantes do corpo máfico-ultramáfico acamadado com depósitos de cromita, e estão deformadas, metassomatizadas e metamorfizadas em condições de anfibolito alto a granulito (Lama et al., 2001).

As seqüências sedimentares paleoproterozoicas presentes na região NE do Cróton de São Francisco (CSF), constituída por quartzitos, rochas calcissilicáticas, diopsiditos, mármores, formações ferríferas e xistos grafitosos, são extremamente deformadas, metamorfosadas e encontram-se distribuídas em faixas segmentadas. Notadamente as litofácies carbonáticas e calcissilicáticas apresentam implicações metalogenéticas, relacionadas principalmente com depósitos de fosfato, *skarnitos* e calcita.

As rochas fosfáticas sedimentares ou fosforitos ($P_2O_5 > 10\%$) são os mais importantes registros do ciclo do P ao longo do tempo geológico, compreendendo rochas sedimentares biogenéticas, formadas em ambiente marinho, sob condições complexas, muito peculiares e ainda pouco definidas, constituindo o sistema fosfogenético (Kazakov, 1937; Nelson et al., 2010; Pufahl e Hiatt, 2012). O evento fosfogenético mais antigo teria ocorrido durante o Paleoproterozoico (Figura 1), como consequência do Grande Evento de Oxidação da Terra (*Great Oxygen Event* – GOE). A ação do intemperismo químico nas rochas continentais teria favorecido o fornecimento de fósforo aos oceanos sob a forma de óxidos de P e Fe (Papineau, 2010; Pufahl e Hiatt, 2010).

O estudo geoquímico dessas rochas proporciona importantes informações de reconstrução de condições paleoambientais, sobretudo em cinturões orogênicos precambrianos, em que estruturas sedimentares primárias são raramente preservadas. A sua complexa associação mineralógica e assinaturas geoquímicas primordiais preservadas em elementos traços, com destaque para os elementos terras raras, representam as ferramentas básicas nesta linha de pesquisa, tendo em vista que o comportamento desses elementos no ambiente sedimentar marinho é controlado principalmente pelas condições da água do mar, atmosféricas e biosféricas, as quais são peculiares e oscilantes ao longo do tempo geológico (Veizer et al., 1992; Knoll e Kaufman, 1995; Bau et al., 1999; Gaertner et al., 2011; Swart, 2015).

A região do Vale do Jacurici localiza-se entre o limite de dois segmentos do nordeste do Cráton do São Francisco no Estado (CSF) da Bahia (Figura 2), a porção norte do Cinturão Itabuna-Salvador-Curaçá (CISC), a oeste, e o Bloco Serrinha (BS), a leste, havendo divergência na literatura disponível quanto a sua inserção estratigráfica e geotectônica. Apesar do ambiente deposicional dessas rochas ser desconhecido, a idade mínima de deposição para esta sucessão atualmente é tida como 2084Ma, idade obtida para o Sienito de Itúba e de 2085 ± 5 Ma, idade do Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, ambos intrusivos (Oliveira et al., 2004). Dados de $\delta^{13}C$ variam de +2.2 a +6.9‰, sendo correlacionados com os valores de dolomitos depositadas em bacia marinha rasa durante o Paleoproterozoico e mineralizadas em fosfato (fosforito), presentes no Supergrupo Aravalli (Índia) (Maheshwari et al., 2010).

Estudos realizados por Ribeiro (2016, 2017) caracterizaram as rochas carbonáticas e calcissilicáticas que compõem o Complexo Tanque Novo-Ipirá na folha Pintadas de possível idade paleoproterozóica, inseridas nos terrenos do CISC. Este complexo, depositado em ambiente plataformal raso, exhibe diversas ocorrências de fosfato, além de relevantes

semelhanças litológicas e geoquímicas com a sucessão do Vale do Jacurici, estas já notadas por Gama (2014) e Silveira et al., (2015).

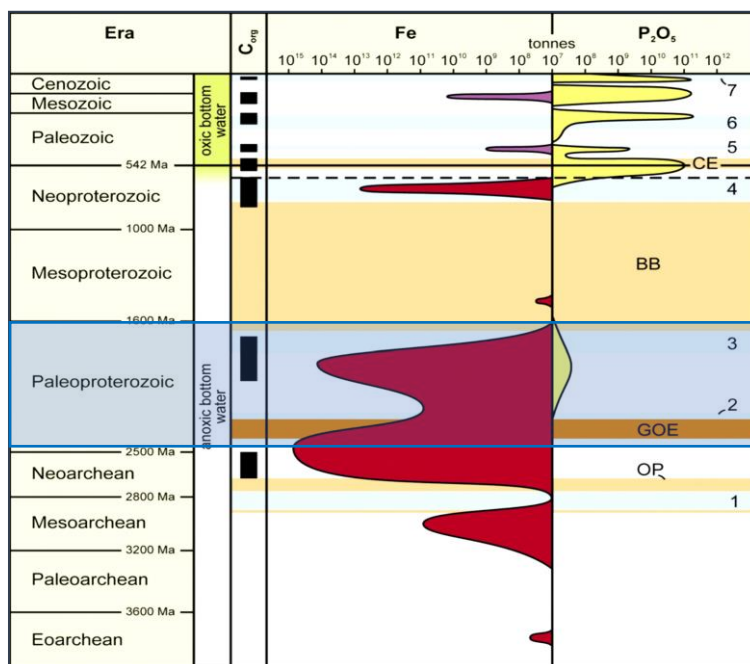


Figura 1 - Distribuição temporal de formações de ferríferas (vermelha), *ironstone* (roxo), fosforito (amarelo) e folhelho negro (preto), com destaque para o pico fosfogenético pós *Great Oxygen Event* – *GOE*. Com base na idade do depósito, estimativa de recursos e cronologia de eventos da Terra, adaptado de Pufahl e Hiatt (2012).

Eventos: OP = aparecimento da fotossíntese aeróbica; *GOE* = *Great Oxygen Event*; *BB* = *Boring Billion*; *CE* = Explosão Cambriana. Glaciações: 1 = Mesoarqueano; 2 = Huroniano; 3 = Paleoproterozoico; 4 = "Snowball Earth" Neoproterozoico; 5 = Ordoviciano; 6 = Permiano; 7 = Neogeno.

Este estudo contribui primordialmente para a caracterização petrológica das rochas que constituem a sucessão supracrustal do Vale do Jacurici, com os objetivos principais de reconstituir as condições paleoambientais da bacia em que foi depositada, avaliar o seu potencial metalogenético para fosfato e indicar os processos que possam ter controlado acumulações de P_2O_5 através de correlações geoquímicas. Este conteúdo não só possibilita uma melhor contextualização geotectônica da unidade no CSF, bem como servirá de incentivo à pesquisa geológica em outras sucessões precambrianas similares, cujo potencial metalogenético e contribuição científica são pouco explorados devido a sua descontinuidade, alto grau deformacional e metamórfico, processos que obliteram significativamente estruturas primárias.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO

O Vale do Jacurici está localizado na porção centro-norte do (CSF), que por sua vez representa um remanescente de crosta continental arqueana-paleoproterozoica de grande importância da Plataforma Sul-Americana (Almeida, 1967, 1977). O modelo de evolução tectônica do CSF, embasado em dados petrológicos, geocronológicos e isotópicos interpretados nas últimas décadas, evidencia a colisão dos blocos crustais arqueanos (Gavião, Serrinha, Jequié e Itabuna-Salvador-Curaçá) no Paleoproterozoico, com amalgamação e metamorfismo em torno de 2.0Ga (Barbosa e Sabaté, 2003).

Apesar de representar um modelo conciso que elucidada razoavelmente a evolução geotectônica destes terrenos, os autores destacam a complexidade de se estabelecer os limites

físicos e temporais entre o Arqueano e o Paleoproterozoico nestes segmentos. Sob estas circunstâncias situam-se os mármore e rochas calcissilicáticas no Vale do Jacurici: na região limítrofe entre a porção norte do CISC, a oeste, e do BS, a leste.

O Vale do Jacurici

O Vale do Jacurici está posicionado diretamente a leste do Sienito de Itiúba, sendo composto por rochas altamente deformadas dobradas e falhadas, configuradas descontinuamente em uma megasinclinal com vergência predominante para leste, no *trend* N-S ao longo de cerca de 25 km (Figura 3).

Uma sequência estratigráfica foi descrita inicialmente por Jardim de Sá (1983) e Marinho et al., (1986), elaborada utilizando-se relações estruturais e intrusivas de diferentes gerações de rochas plutônicas que ocorrem na área. A ordem sugerida por estes autores está sequenciada da base para o topo da seguinte maneira: 1) Sequência Supracrustal Metamorfizada; 2) Sill Diferenciado Máfico-ultramáfico contendo depósitos de cromita; 3) Ortognaisses G1; 4) Diques Máficos; 5) Ortognaisses G2; 6) Granitoides G3; 7) Rochas Pegmatíticas e; 8) Diques de Metadiabásio.

A Sequência Supracrustal descrita pelos autores supracitados é constituída de variados litotipos metamorfizados em fácies anfíbolito alto a granulito e metassomatizadas (Lama et al., 2001), dentre eles: (i) diopsiditos; (ii) mármore; (iii) quartzitos impuros e metachert; e (iv) formações ferríferas; (v) grafititos, e (vi) granulitos paraderivados e calcissilicáticos. Neste modelo, as rochas são alocadas no Complexo Caraíba, constituinte do CSC (Figura 2). As litologias (i), (ii), (iii) e (vi) são as que ocorrem com maior frequência e, por ocorrerem diretamente associadas, representam o foco do presente trabalho.

Esse conjunto de rochas é intrudido diretamente pelos corpos máficos-ultramáficos estratificados, de idade paleoproterozoica, mineralizados em cromo e explorados pela Companhia de Ferro Ligas da Bahia (FERBASA). Encontram-se dispostos em um *trend* N-S e são interpretadas como rochas cumuláticas, afetadas por metamorfismo de fácies anfíbolito, variando composicionalmente de dunitos até ortopiroxenitos e gabronoritos (Marques e Ferreira Filho, 2003).

As rochas metassedimentares foram caracterizadas e classificadas posteriormente por Lama et al. (2001), Maheshwari et al. (2010) e Gama (2014). Dados de $\delta^{13}\text{C}$, obtidos nos mármore por (Maheshwari et al., 2010) variam de +2.2 a +6.9‰, correlacionáveis aos valores dos dolomitos Paleoproterozoico e mineralizadas em fosfato (fosforito), presentes no Supergrupo Aravalli (Índia). Ainda, relações estruturais e intrusivas com o Sienito de Itiúba de idade U-Pb em zircão de $2085 \pm 5 \text{Ma}$ obtidos por Oliveira et al., (2002) e com Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, de idade $2085 \pm 5 \text{Ma}$, sugerem uma idade Paleoproterozoica para a sucessão estuada.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Este trabalho foi desenvolvido através do estudo e amostragem de testemunhos ao longo de 10 furos de sondagem, na qual foram englobados os distritos minerários de Medrado, à norte do Vale do Jacurici, de Ipueira e Pedra do Dórea, ligeiramente à sul. Estudos petrográficos foram desenvolvidos visando a determinação dos constituintes das fácies litológicas, bem como suas relações. Essa etapa permitiu a identificação de diversas fases minerais, bem como de cristais de apatita, os quais foram posteriormente analisadas através de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) no Laboratório Multiusuário em Microscopia Eletrônica da Universidade

Federal da Bahia (LAMUME), com processamento no microscópio eletrônico de varredura modelo JSM-6610LV – JEOL e os gráficos gerados no *software* Aztec.

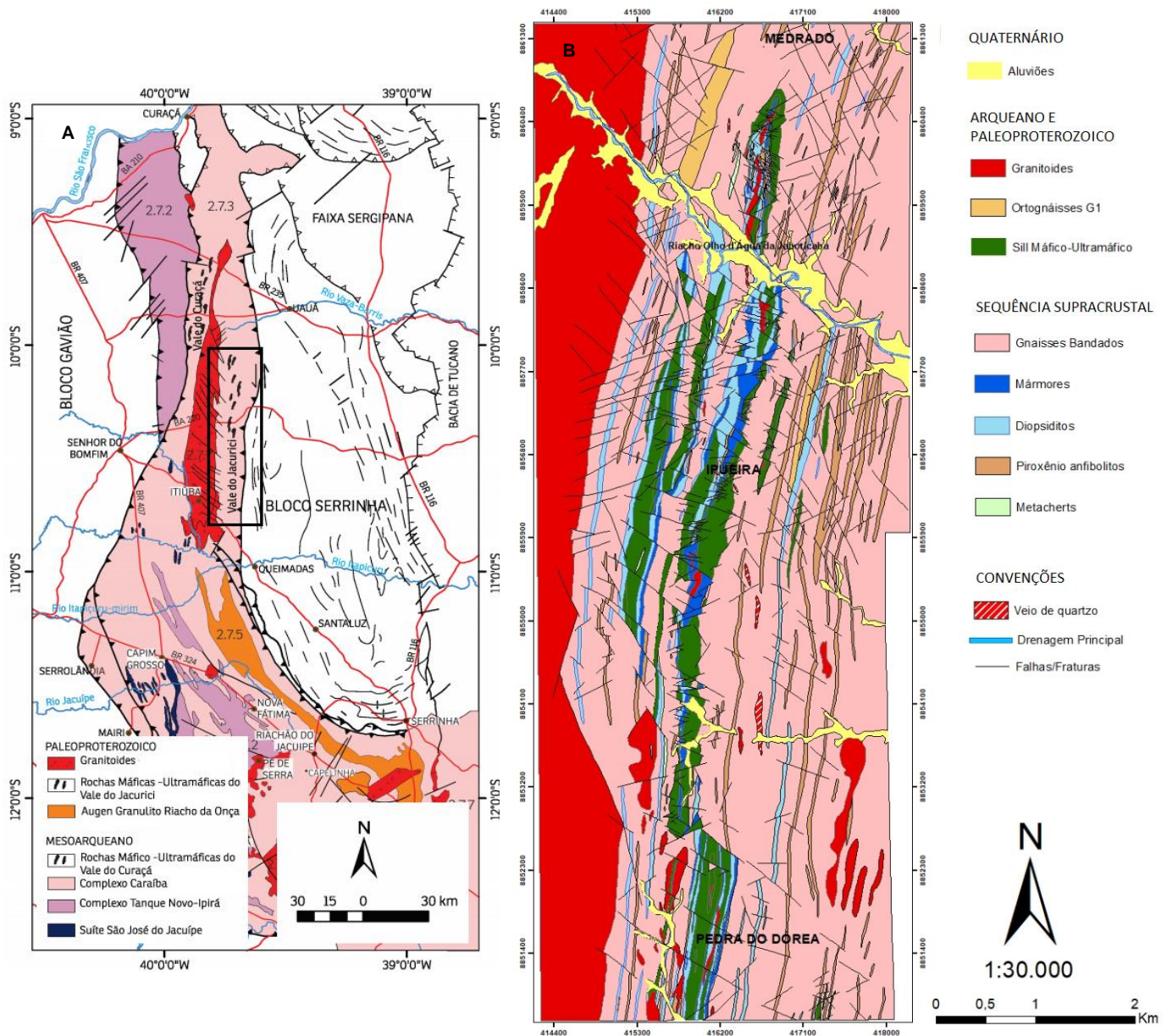


Figura 2 – A) Mapa geológico simplificado do segmento norte do Cinturão-Itabuna-Salvador-Curaçá e limites com BG e BS, com destaque para o Vale do Jacurici. Simplificado e atualizado de Barbosa e Dominguez (1996), Kosin et al., (2003) e Oliveira et al. (2010). (Modificado por Barbosa et al., 2012); B) Mapa geológico de detalhe do vale do Jacurici envolvendo os distritos de Pedra do Dórea, Ipuera e Medrado (Cia Ferro-Ligas da Bahia – FERBASA, 2014).

Análises por Difractometria de Raios-X (DRX) foram realizadas para identificação de fases cristalinas, sobretudo para a diferenciação do carbonato predominante (calcita *versus* dolomita). A preparação foi realizada por moagem manual e mecânica. Posteriormente foram processadas no Difrátômetro D2 Phaser (2nd Geração) - Bruker no Laboratório de Tecnologia Mineral -

RAIOS X na Universidade Federal da Bahia (LAPAG), com utilização do *software Diffract Suit EVA* nas interpretações.

Um total de 51 amostras coletadas foram analisadas quimicamente por intermédio de Fluorescência de Raios X (FRX) no laboratório da SGS-GEOSOL, para obtenção de elementos maiores, Plasma de Indutivamente Acoplado à Emissão Ótica (ICP-OES) para elementos traços, e Plasma de Indutivamente Acoplado à Espectrometria de Massa (ICPS-MS) para os elementos terras raras. Os ETRY analisados neste trabalho foram normalizados com a composição do folhelho *Post Archean Australian Shale (PAAS)* obtidos por McLennan (1989).

OCORRÊNCIA, DISTRIBUIÇÃO E PETROGRAFIA DAS LITOFACIES

A sucessão supracrustal do Vale do Jacurici é representada por um complexo conjunto de mármore e rochas calcissilicáticas intensamente deformadas, fraturadas, metamorfizadas em alto grau e metassomatizadas, o que dificulta a reconstituição do ambiente de formação e empilhamento estratigráfico original das mesmas (Figuras 3 e 4). Por conseguinte, procurou-se analisar as porções mais representativas de cada membro, evitando-se zonas de faturamento, milonitização, metassomatismo e intrusões (Figura 4).

Essas rochas apresentam, por vezes, bandamento gnáissico milimétrico a centimétrico, denominado estruturalmente de S1, paralelo ao acamamento primário S0. Além disso, representam as encaixantes principais do corpo máfico-ultramáfico mineralizado em cromo (Figura 4).

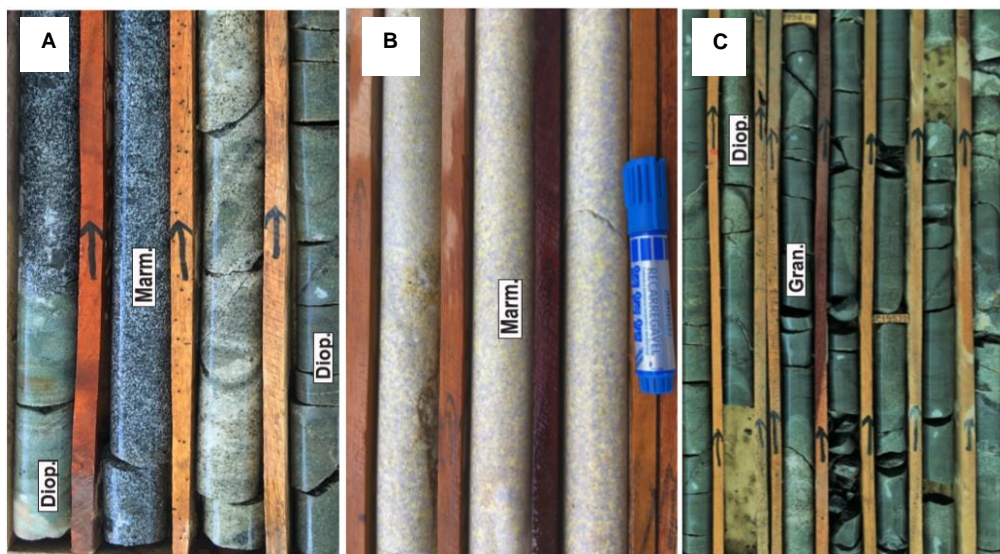


Figura 3 – Ilustração representativa dos principais litotipos estudados em testemunhos de sondagem, A) Diopsiditos intercalados com mármore; B) Serpentina mármore maciços; C) Diopsiditos e rochas calcissilicáticas granulitizadas intercaladas.

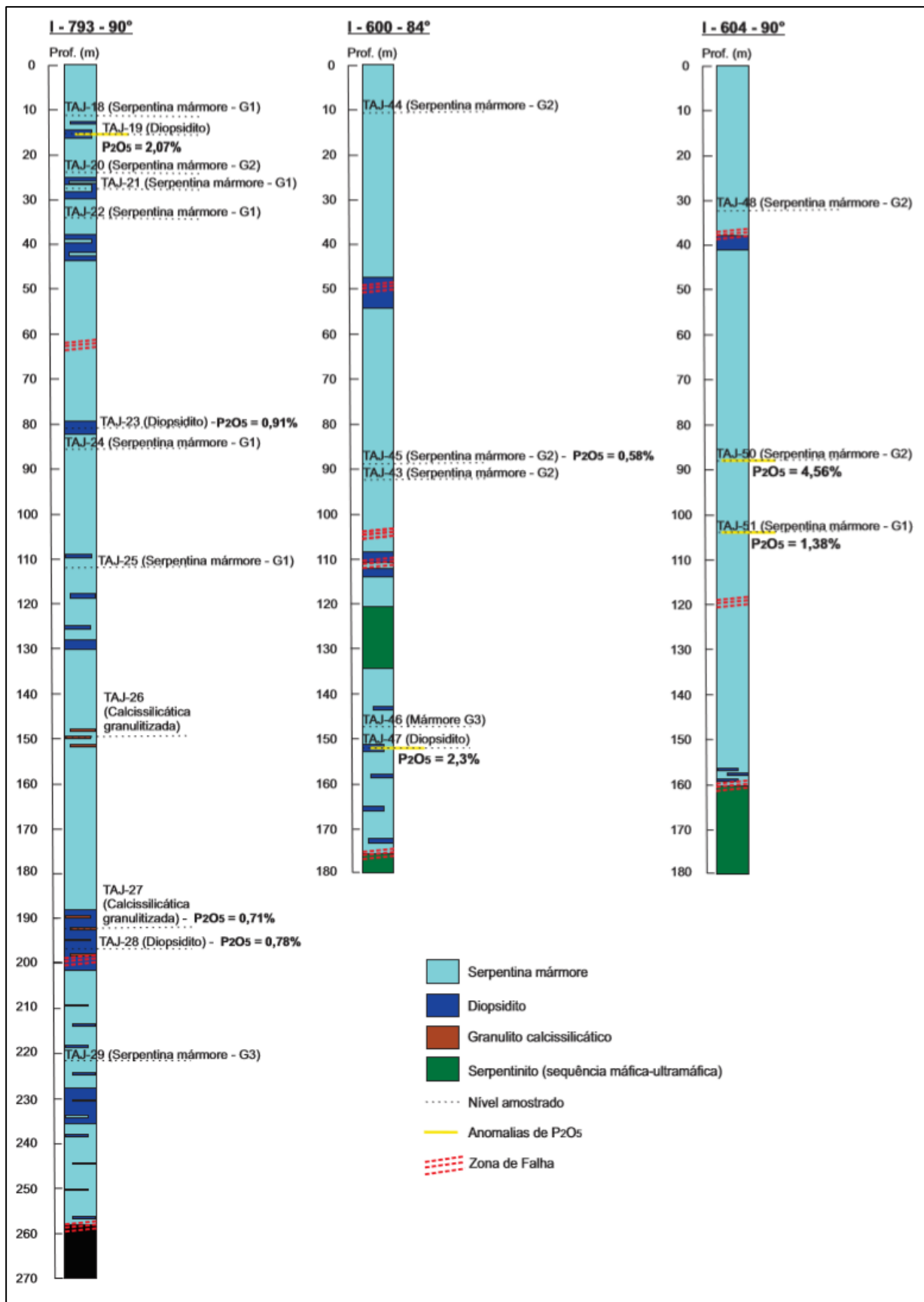


Figura 4 – Distribuição vertical observada em amostras dos furos representativos de sondagem I-793-90°, I-600-84° e I-604-90° na região de Ipueira, com destaque para valores obtidos >1% de P₂O₅.

Os mármore exibem estrutura maciça (sem orientação preferencial), granulação fina a grossa e coloração branca à cinza, esverdeada, por vezes alaranjada, representada pela predominância de carbonato e/ou serpentina/olivina.

Foram separados dois grupos principais, utilizando-se como base também os padrões geoquímicos. Em ambos os tipos, os carbonatos são predominantemente calcitas magnesianas, com menor ocorrência de dolomita, identificadas somente por meio de DRX (Figura 6), que perfazem em média 60% da composição modal no Grupo 1 e 55% no Grupo 2. Estes ocorrem em uma matriz com microestrutura granoblástica granular em meio a grãos maiores de forsterita, totalmente ou parcialmente substituídas pela serpentina lizardita, identificada através de DRX (Figura 6). Esta serpentina ocorre como cristais inequigranulares arredondados, por vezes alongados e fibrosos, com proporção média de 30% da composição das amostras do Grupo 1 e 23% do Grupo 2. Possui granulometria fina ($0,1 < e \leq 1,0$ mm) à média ($1,0 < e \leq 5,0$ mm) sob microscópio petrográfico, no entanto, é possível observar cristais de serpentina da ordem de alguns centímetros. Observa-se um valor médio modal de 1,7% a 10% de forsterita reliquial, com maior frequência no Grupo 1. Esses aspectos fornecem à rocha um caráter porfiroblástico, sem orientação preferencial de grãos.

Menores constituintes modais (até 8%) são representados pela biotita, muscovita, diopsídio, apatita, granada, magnetita e quartzo, variação mineralógica típica de mármore impuros em alto grau metamórfico. A biotita, muscovita e granada são observadas com maior frequência nas amostras do Grupo 2. A apatita ocorre como cristais euédricos a subédricos, de granulometria centimétrica. Em microscópio petrográfico são incolores e ocorrem associadas à matriz carbonática. Análises de DRX nos mármore com maior teores de P_2O_5 (Figura 6) indicam a presença de picos correspondentes à fluorapatita (Ca.F.Mn.O.P).

Puderam ser identificados serpentina (lizardita) mármore, serpentina (lizardita)-olivina (forsterita) mármore com e sem granada e/ou magnetita, serpentina (lizardita)-apatita mármore, serpentina (lizardita)-olivina (forsterita)-biotita mármore e mármore puros

Diopsiditos

Na sucessão, ocorrem frequentemente intercalados com os serpentina mármore e rochas calcissilicáticas granulitizadas, apresentando zonas de composição gradual entre essas litologias (Figuras 3 e 4). Fora da zona de intercalação apresenta granulação variada e estrutura maciça, cor cinza clara, cinza esverdeada e verde clara, ocorrendo ao longo de dezenas de metros. Nas zonas de intercalação, observa-se bandamentos milimétricos a centimétricos, com composição intermediária entre os membros.

Amostras representativas do seu membro mais puro (Figura 7A e B), fora das zonas de intercalação gradual, são compostas por característicos agregados de clinopiroxênios (~95%) em diferentes proporções de diopsídio ($CaMgSi_2O_6$) – hedenbergita ($CaFeSi_2O_6$), e mais raramente de augita ($Ca, Na)(Mg, Fe, Al)(Si, Al)_2O_6$), biotita e carbonatos. Estes minerais, considerando o contexto em que ocorrem, são classificados como calcissilicáticos. São observadas, mais raramente, inclusões e vênulas de clorita e epidoto, filossilicatos e carbonatos entre os contatos ou truncando os cristais de diopsídio. Estes minerais encontram-se arranjados em uma microestrutura granoblástica poligonal, na qual os cristais são subidioblásticos e sem orientação, com granulometria variando de fina a média, com cristais recristalizados até 5mm.

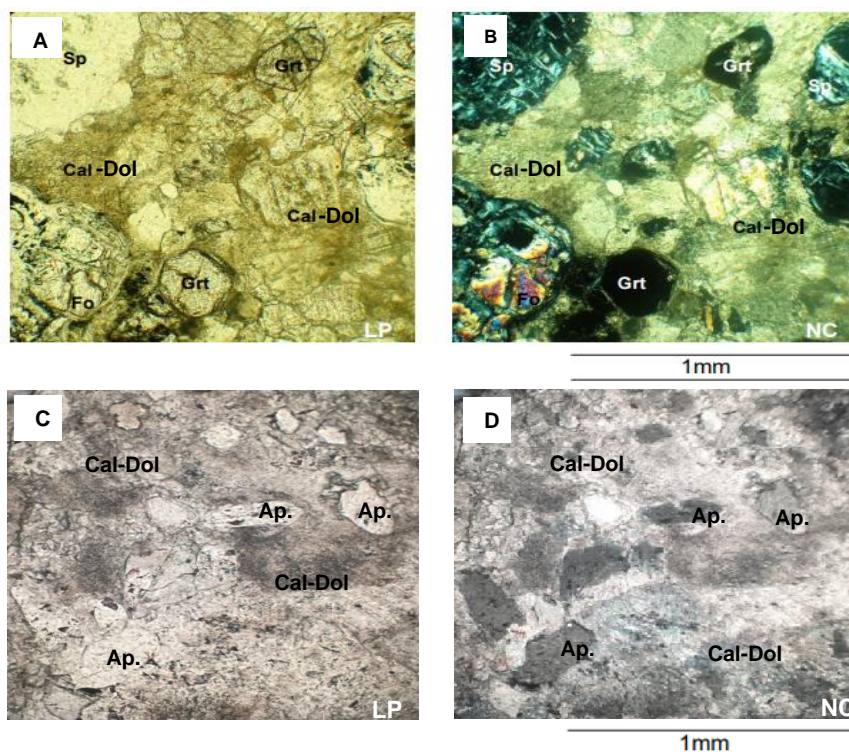


Figura 5 - A e B) Amostra MPD_02 de serpentina mármore do Grupo 1 exibindo a substituição total e parcial da olivina pela serpentina em uma matriz carbonática (calcita e, secundariamente dolomita) e granada como acessório; C e D) Amostra TAJ-051 de serpentina-apatita mármore do Grupo 1 exibindo cristais subédricos de apatita (fluorapatita). Sp: serpentina; Cal: Calcita; Dol: Dolomita; Ap: apatita; Grt: granada; Fo: Forsterita; LP: luz polarizada; NC: nicóis cruzados.

Ainda, em microscópio petrográfico (Figura 7C e D), é possível observar a presença de cristais euédricos a subédricos de apatita milimétrica, compondo até 5% do valor modal. A fórmula estequiométrica da apatita é expressa como $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{F}_2$. Substituições na estrutura da apatita implicam em variações na composição química desse mineral e são controladas por processos geológicos associados com cada ambiente de formação. Análises de MEV indicaram a presença de F e Na nas apatitas (Figura 8), que são elementos característicos na composição do Carbonato-fluorapatita ou Francolita $(\text{Ca}, \text{Na}, \text{Mg})_{10}(\text{PO}_4, \text{CO}_3)_6(\text{F}, \text{OH})_2$.

Rochas calcissilicáticas granulitizadas

Este litotipo ocorre muitas vezes como níveis centimétricos intercalados predominantemente com diopsiditos e, mais raramente, com mármores, mostrando certa gradação composicional até a ocorrência de poucos metros de espessura de sua composição característica (Figuras 3 e 4). Exibem coloração cinza escura e orientação incipiente.

Essas rochas são constituídas basicamente por plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita, flogopita, biotita e, mais raramente por feldspato alcalino, granada, possivelmente cálcica, anfibólio, quartzo e minerais opacos. Apresentam microestrutura granoblástica na qual os cristais tendem a ser prismáticos, subdioblásticos e sem orientação. A microestrutura decussada é marcada pela presença de biotita, flogopita e anfibólio.

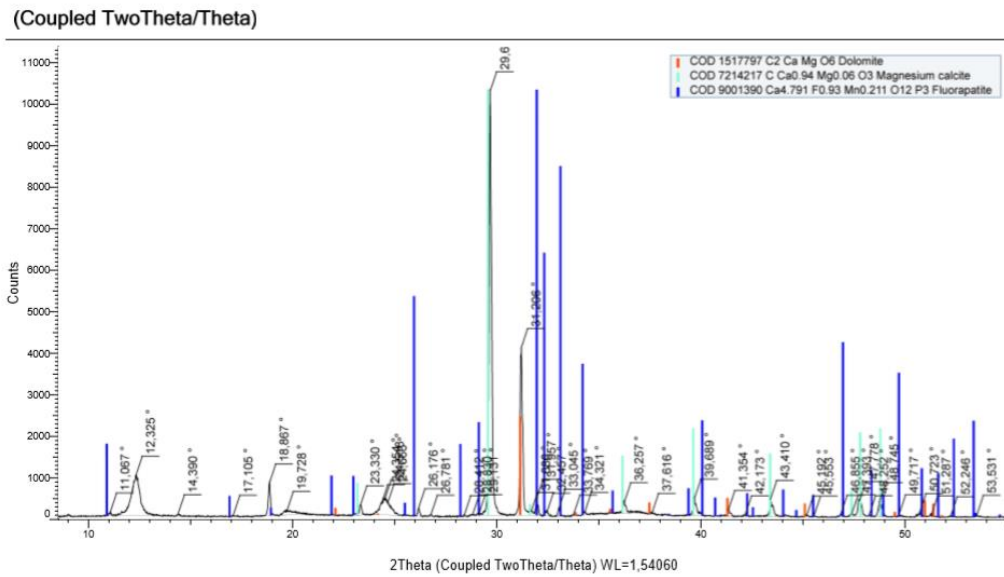


Figura 6 – Difratoograma de Raios-X da amostra TAJ-051 (serpentina-apatita mármore do Grupo 1), constatando a predominância da calcita magnesiânica e, subordinadamente de dolomita e fluorapatita.

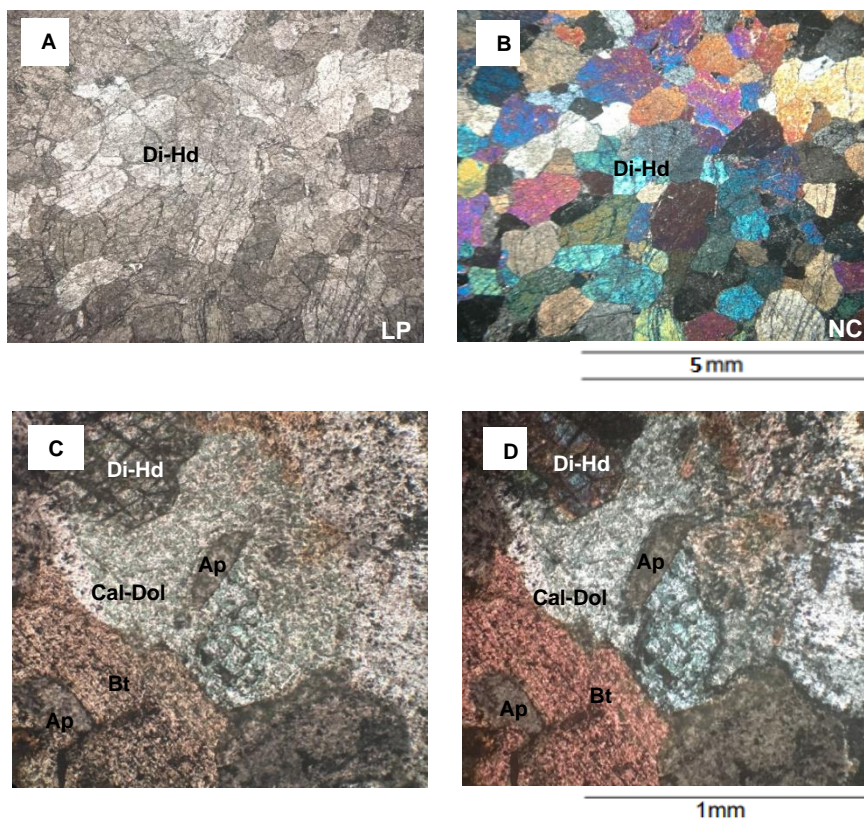


Figura 7 - A e B) Amostra TAJ-03 de membro puro do diopsidito exibindo cristais de clinopiroxênio que formam uma microestrutura granoblástica decussada a poligonal; C e D) Amostra TAJ-19 de diopsidito com cristais de apatita subédrica envoltos por carbonato (calcita e dolomita) e biotita. Di: diopsídio; Hd: hedenbergita; Bt: Biotita.

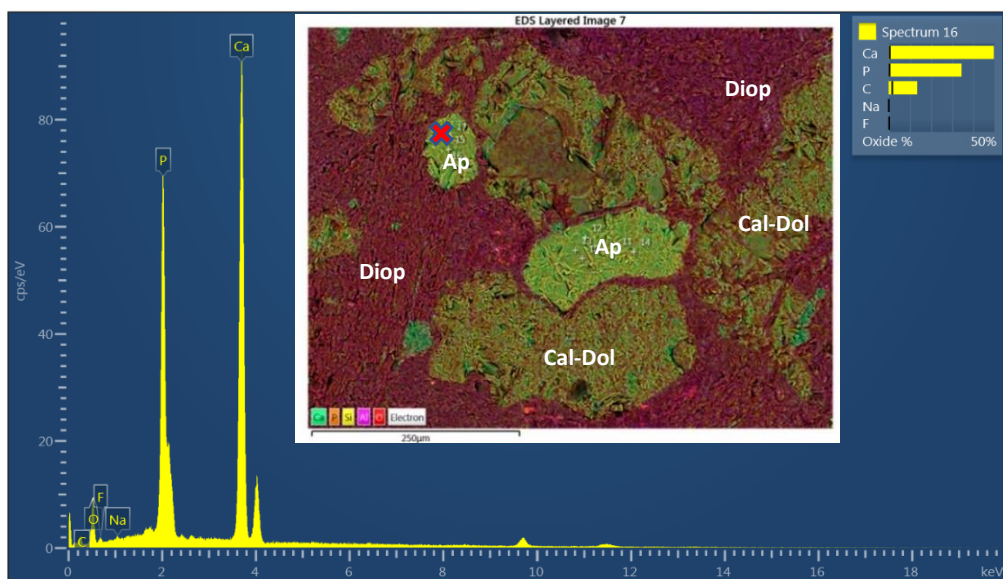


Figura 8 – Fotomicrografia eletrônica e gráfico quantitativo pontual de apatita na amostra TAJ-19 (diopsidito), constatando a presença de Na e F.

O plagioclásio, identificado através da medição dos ângulos de extinção de eixos cristalográficos pelo método de Michel Levy, possui composição entre oligoclásio e albita, An_{8-20%}, e constituem cerca de 55% da composição modal dessas rochas. Ocorrem frequentemente mesoperititas. Os piroxênios são predominantemente hiperstênio (Mg,Fe)(SiO₃) (10% modal) e clinopiroxênios do grupo diopsídio-hedenbergita-augita (25% modal) e, por vezes, encontram-se retrometamorfizados para anfibólio. Os cristais são geralmente subidioblásticos a xenoblásticos, algumas vezes subarredondados, e variam de granulometria entre fina a muito fina, com contatos diversos entre si (retos, curvos e interlobados) e, por vezes, bordas de reação (Figura 9).

Já a biotita e flogopita (até 10% modal) apresentam orientação preferencial incipiente, e encontram-se deformadas, exibindo formas sigmoidais ou encurvadas. Estes minerais exibem frequentemente a cor marrom-avermelhada. A granada ocorre em grande parte das amostras, porém em proporções de cerca de 4%.

LITOGEOQUÍMICA

Elementos maiores e traços

Os conteúdos de elementos maiores, traços, ETRY e razões entre elementos obtidos nos mármore e rochas calcissilicáticas do Vale do Jacurici estão apresentados nas tabelas 1, 2, 3 e 4. Os conteúdos de SiO₂ dos mármore do Grupo 1 variam de 8,72 a 19,01%, enquanto que os do Grupo 2 variam de 11,06 a 23,79%, com exceção da TAJ-43 (3,11%). Já os conteúdos de CaO variam de 18,15 a 34,08% no Grupo 1 e 5,71 a 44,45% no Grupo 2. Os de MgO estão entre 14,31 e 27,98% no Grupo 1 e 5,6 a 25,46% no Grupo 2. Os mármore do Grupo 1 apresentam teores relativamente menores de Fe₂O₃ (0,56-1,18%), MnO (0,04-0,15%), Al₂O₃ (0,13-2,22%) com relação aos do Grupo 2, com Fe₂O₃ (0,76-5,03%), MnO (0,09-0,70%), Al₂O₃ (0,35-11,00%). Os valores obtidos de K₂O no Grupos 1 e 2, são, em sua maioria, abaixo do limite de detecção ($\leq 0,01\%$), já no Grupo 2, variam de $<0,01$ a 3,66%, sendo, em sua maioria, $<1\%$.

Para ambos os grupos, os valores de Na₂O estão, em sua maioria, <0,1%. Com relação ao TiO₂, a maioria das amostras do Grupo 1 apresentam teores abaixo do limite de detecção (<0,01%), enquanto que as do Grupo 2 então entre ≤0,01 a 0,83%.

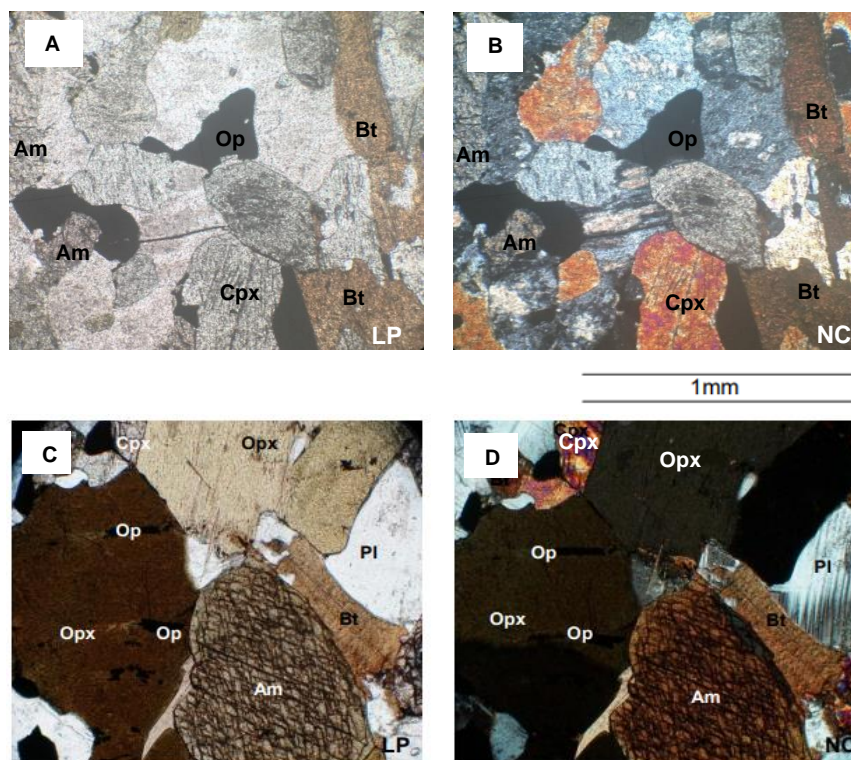


Figura 9 - A e B) Amostra TAJ-04 de rocha calcissilicática granulitizadas, composta por cristais de clinopiroxênio, biotita, plagioclásio, anfibólio e minerais opacos; B) e C) Amostra MI_05 de rocha calcissilicática granulitizadas, composta por cristais de clinopiroxênio, ortopiroxênio, biotita, anfibólio e minerais opacos. Opx: ortopiroxênio; Cpx: clinopiroxênio; Am: anfibólio; Op: opacos.

Nos diopsiditos os valores de CaO (5,03-22,98%) e MgO (2,71-21,14%) são relativamente mais baixos que dos mármore, enquanto que as variações de SiO₂ (35,58-58,36%) apresentam valores mais altos. Os conteúdos de Fe₂O₃ (2,84-13,56%) e Al₂O₃ (1,41-13,34%) são mais elevados que nos mármore, bem como de K₂O (0,07-4,81%), MnO (0,1-3,63%), Na₂O (0,18-4,4%) e TiO₂ (0,04-1,46%).

Para as rochas calcissilicáticas granulitizadas, observamos valores ainda mais baixos de CaO (1,25-10,02%) e MgO (1,24-8,94%, com exceção da TAJ-26, com 26,73%). Em contrapartida, os teores de SiO₂ (38,74-74,69%), Fe₂O₃ (2,47-18,97%), Al₂O₃ (1,78-15,70%, K₂O (0,45-5,22%), Na₂O (2,18-5,46%, com exceção da TAJ-26, com 0,15%) e TiO₂ (0,07-2,44%) são mais altos que das demais litologias. Já os valores de MnO estão abaixo de 0,3%.

Valores P₂O₅ > 1% foram obtidos em 5 amostras estudadas. As amostras de mármore TAJ-50 e TAJ-51 apresentam conteúdo de 4,56% e 1,38% de P₂O₅, respectivamente. Nos diopsiditos, valores anômalos foram obtidos nas amostras TAJ-19 (2,07%) e TAJ-47 (2,30%). Todas estas ocorrem na região de Ipeueira. Ainda, a amostra MPD-03 de rocha calcissilicática granulitizada, apresentou teor de 1,20% de P₂O₅, situada em furo de sondagem na região de Pedra do Dórea.

É possível observar uma clara incrementação gradual dos teores de V, Co, Cu, Zn dos mármores do Grupo 1 para o Grupo 2, diopsiditos e calcissilicáticas granulitizadas. Já o enriquecimento de Zr aumenta dos mármores do Grupo 1 para o Grupo 2, calcissilicáticas granulitizadas e diopsiditos.

Elementos terras raras

Os Elementos Terras Raras (ETR) foram normalizados aos padrões Post-Archean Australian Shale (PAAS_[SN]) de McLennan (1989) e o Y foi adicionado entre o Dy e o Ho. O método adotado para o cálculo das anomalias foi o de Planavsky et al. (2010) onde: $Ce/Ce^* = (Ce_{[SN]}/0,5La_{[SN]}+0,5Pr_{[SN]})$, $Eu/Eu^* = (Eu_{[SN]}/0,5Sm_{[SN]}+0,5Gd_{[SN]})$, $Y/Y^* = (Y_{[SN]}/0,5Dy_{[SN]}+0,5Ho_{[SN]})$ e $Gd/Gd^* = (Gd_{[SN]}/0,5Eu_{[SN]}+0,5Tb_{[SN]})$.

Neste tratamento, o diagrama de ETRY dos mármores do Grupo 1 (Figura 10A) apresenta um fraco enriquecimento de leves (ETRL) em relação aos pesados (ETRP), conforme relação média $Pr/Yb_{[SN]} = 1,83$ e um somatório $\Sigma ETRY = 64,83$ ppm, configurando um padrão tabular. As amostras apresentam uma pronunciada anomalia negativa de Ce ($Ce/Ce^* = 0,19-0,67$) e positiva de Y ($Y/Y^* = 1,81-3,45$). As anomalias de Eu variam entre positivas e negativas ($Eu/Eu^* = 0,58-1,68$). Anomalias positivas de Gd também foram identificadas ($Gd/Gd^* = 0,85 - 2,59$), sendo que, apenas duas amostras apresentam $Gd/Gd^* < 1$.

Os mármores do Grupo 2 (Figura 10B), por sua vez, apresentam um maior enriquecimento de ETRL sobre ETRP ($Pr/Yb_{[SN]} = 2,93$), com maiores valores de $\Sigma ETRY = 133,93$ ppm. As anomalias negativas de Ce ($Ce/Ce^* = 0,65-0,99$), e positivas de Y ($Y/Y^* = 1,25-2,12$), apesar de menos pronunciadas que as apresentadas pelas amostras do Grupo 1, são observadas. Similarmente às amostras do Grupo 1, são observadas anomalias de Eu ($Eu/Eu^* = 0,58-1,34$) oscilantes entre positivas e negativas. Anomalias levemente positivas de Gd foram identificadas ($Gd/Gd^* = 0,93 - 1,67$).

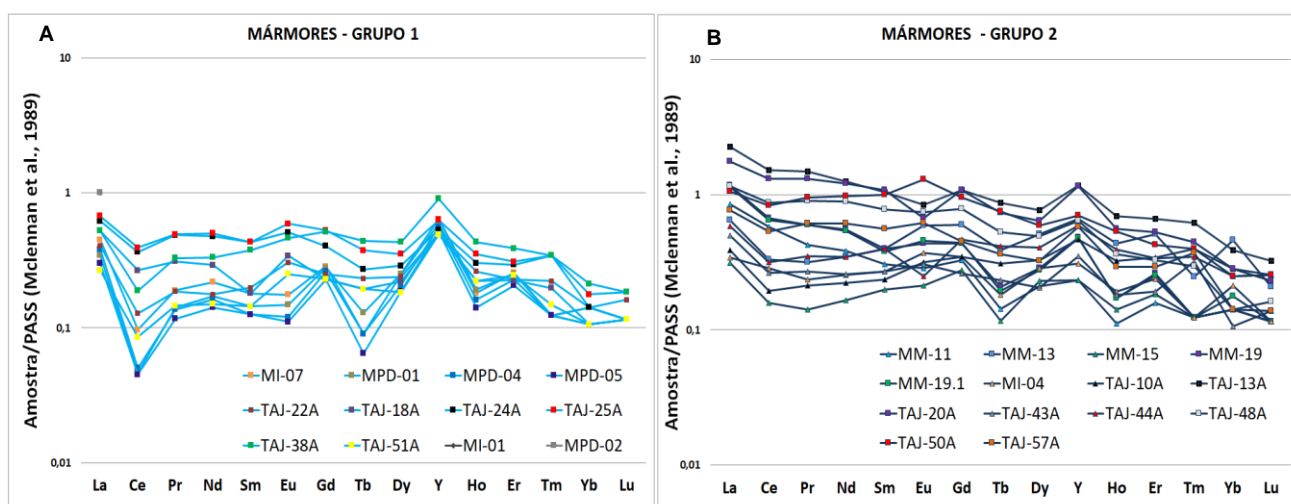


Figura 10 – Diagrama *spider* dos ETR+Y, A) nos mármores do Grupo 1 e; B) nos mármores do Grupo 2 do Vale do Jacurici, normalizados para o PAAS (McLennan et al, 1989).

Tabela 1 – Composição dos elementos maiores, traços, ETRY, anomalias e razões nos mármores do Grupo 1.

Amostra	TAJ-18A	TAJ-22A	TAJ-24A	TAJ-25A	TAJ-38A	TAJ-51A	MI-01	MI-07	MPD-01	MPD-02	MPD-04	MPD-05	
Elementos maiores (%)	SiO ₂	17,25	19,01	14,11	11,89	16,47	15,64	12,29	16,33	8,72	12,52	14,88	9,81
	TiO ₂	<0,01	0,01	<0,01	0,01	0,07	0,04	0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01	<0,01
	Al ₂ O ₃	0,13	1,26	0,81	1,09	1,22	0,16	0,98	0,50	0,52	2,22	0,24	0,44
	Fe ₂ O ₃	1,50	1,60	0,81	0,90	1,07	0,62	1,18	0,72	0,70	0,97	0,56	0,62
	MnO	0,10	0,10	0,09	0,09	0,15	0,12	0,06	0,04	0,04	0,09	0,11	0,11
	MgO	27,98	24,93	18,99	16,78	16,61	19,02	14,31	15,75	19,64	20,30	21,46	18,70
	CaO	18,15	18,37	28,93	29,96	32,63	28,30	32,90	34,08	30,21	30,96	27,75	30,31
	Na ₂ O	0,02	0,08	0,02	0,03	0,11	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,06	0,03
	K ₂ O	0,01	0,36	<0,01	<0,01	0,34	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,02	<0,01
	P ₂ O ₅	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,14	1,38	<0,01	0,09	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Elementos traços (ppm)	Ba	<10	377,00	133,00	121,00	247,00	<10	105,00	11,00	30,00	33,00	15,00	101,00
	Sr	38,00	39,00	239,00	266,00	240,00	88,00	155,00	66,00	42,00	48,00	55,00	64,00
	Zr	10,00	10,00	10,00	10,00	27,00	<10	2,00	3,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Zn	19,00	<5	<5	<5	<5	114,00	27,00	10,00	14,00	12,00	15,00	21,00
	Cu	<5	<5	<5	<5	<5	<5	2,00	<1	3,00	1,00	<1	2,00
	Ni	20,00	29,00	30,00	23,00	28,00	28,00	15,00	10,00	13,00	20,00	11,00	15,00
	V	<5	<5	<5	<5	5,00	<5	7,00	7,00	5,00	6,00	4,00	5,00
	Hf	0,05	0,12	0,07	0,12	0,68	0,13	-	-	-	-	-	-
	Co	3,90	9,10	3,80	3,60	4,60	2,10	5,00	4,00	5,00	5,00	4,00	4,00
Elementos terras raras + ítrio (ppm)	Y	13,69	13,74	14,45	17,06	24,43	13,31	22,54	16,11	17,35	10,17	15,17	14,01
	La	20,10	15,50	23,60	25,70	20,10	10,20	27,50	17,20	13,20	15,50	14,70	11,50
	Ce	21,20	10,20	29,00	31,20	15,00	6,80	21,80	7,70	3,70	5,60	4,00	3,60
	Pr	2,75	1,65	4,31	4,36	2,91	1,29	3,82	1,67	1,25	1,30	1,21	1,03
	Nd	9,90	6,00	16,20	17,00	11,30	5,10	16,40	7,40	5,80	5,90	5,50	4,80
	Sm	1,00	1,10	2,40	2,40	2,10	0,80	2,30	1,00	0,80	0,70	0,70	0,70
	Eu	0,37	0,33	0,55	0,64	0,50	0,27	0,45	0,19	0,16	0,10	0,13	0,12
	Gd	1,06	1,17	1,88	2,46	2,41	1,07	2,50	1,33	1,30	0,91	1,22	1,06
	Tb	0,15	0,18	0,21	0,29	0,34	0,15	0,21	0,07	0,10	0,05	0,07	0,05
	Dy	1,03	1,12	1,35	1,65	2,02	0,86	1,84	1,17	1,18	0,69	0,97	0,88
	Ho	0,22	0,26	0,30	0,35	0,43	0,22	0,30	0,18	0,19	0,07	0,16	0,14
	Er	0,64	0,65	0,84	0,88	1,11	0,70	1,09	0,73	0,72	0,41	0,65	0,59
	Tm	0,08	0,09	0,14	0,14	0,14	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
	Yb	0,30	0,40	0,40	0,50	0,60	0,30	0,70	0,40	0,40	0,20	0,30	0,30
	Lu	<0,05	0,07	0,05	0,08	0,08	0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05
ΣETR+Y	72,49	52,46	95,68	104,71	83,47	41,18	101,45	55,15	46,15	41,60	44,78	38,78	
Anomalias/razões	Pr/Yb _[SN]	2,93	1,32	3,44	2,78	1,55	1,37	1,74	1,33	1,00	2,08	1,29	1,10
	Ce/Ce*	0,64	0,43	0,66	0,67	0,44	0,41	0,48	0,30	0,19	0,25	0,19	0,22
	Y/Y*	2,29	2,03	1,81	1,79	2,09	2,43	2,40	2,76	2,90	3,45	3,05	3,15
	Eu/Eu*	1,68	1,36	1,22	1,23	1,03	1,34	0,88	0,76	0,70	0,58	0,62	0,63
	Gd/Gd*	0,85	0,93	1,03	1,09	1,15	1,03	1,56	2,14	2,01	2,48	2,48	2,59
	Y/Ho	62,23	52,85	48,17	48,74	56,81	60,50	75,13	89,50	91,32	145,29	94,81	100,07

Tabela 2 – Composição dos elementos maiores, traços, ETRY, anomalias e razões nos mármores do Grupo 2.

Amostra	TAJ-10A	TAJ-13A	TAJ-20A	TAJ-43A	TAJ-44A	TAJ-48A	TAJ-50A	TAJ-57A	MI-04	MM-11	MM-15	MM-13	MM-19	MM-19-1	
Elementos maiores (%)	SiO ₂	17,78	11,60	11,06	3,11	15,53	21,29	19,14	12,04	16,10	13,84	12,73	23,79	21,35	21,12
	TiO ₂	0,18	0,03	<0,01	0,02	<0,01	0,83	0,40	0,13	0,23	0,22	0,24	0,80	<0,01	<0,01
	Al ₂ O ₃	1,51	0,75	0,46	0,59	0,88	11,00	4,54	2,00	3,17	2,62	3,09	7,06	0,36	0,35
	Fe ₂ O ₃	2,22	0,96	2,80	0,76	1,38	1,18	1,94	1,44	5,03	2,71	2,91	4,41	1,56	1,54
	MnO	0,31	0,15	0,17	0,15	0,11	0,12	0,14	0,10	0,12	0,70	0,09	0,14	0,12	0,12
	MgO	17,68	5,60	22,67	19,22	25,46	23,09	18,76	21,98	14,98	16,89	17,50	21,95	15,01	14,79
	CaO	29,55	44,45	22,72	28,85	22,02	14,21	23,71	25,13	30,06	27,91	28,23	16,17	32,48	32,25
	Na ₂ O	0,03	0,05	0,04	0,02	0,03	0,18	0,04	0,01	0,06	0,01	0,01	0,12	0,02	0,02
	K ₂ O	0,21	0,39	0,05	<0,01	<0,01	3,08	0,71	0,08	0,69	<0,01	<0,01	3,66	0,15	0,16
	P ₂ O ₅	0,16	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	4,56	<0,01	0,35	<0,01	0,47	<0,01	<0,01	<0,01
Elementos traços (ppm)	Ba	368,00	227,00	33,00	202,00	<10	1670,00	725,00	150,00	780,00	45,00	120,00	3189,00	71,00	78,00
	Sr	103,00	777,00	51,00	46,00	37,00	22,00	265,00	301,00	179,00	235,00	117,00	114,00	396,00	396,00
	Zr	20,00	11,00	10,00	10,00	10,00	303,00	215,00	34,00	7,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00
	Zn	57,00	<5	<5	<5	<5	21,00	765,00	46,00	22,00	885,00	24,00	35,00	8,00	8,00
	Cu	<5	5,00	6,00	<5	<5	9,00	375,00	6,00	3,00	8,00	5,00	24,00	3,00	4,00
	Ni	38,00	28,00	29,00	27,00	24,00	19,00	19,00	52,00	25,00	55,00	22,00	33,00	9,00	10,00
	V	18,00	16,00	<5	40,00	<5	51,00	49,00	<5	42,00	19,00	28,00	75,00	4,00	5,00
	Hf	0,55	0,43	0,08	0,11	0,06	6,57	4,23	0,91	-	-	-	-	-	-
Elementos terras raras + ítrio (ppm)	Co	7,30	3,70	10,30	3,40	3,60	9,60	6,90	8,50	17,00	12,00	12,00	10,00	5,00	5,00
	Y	12,50	31,59	31,00	9,44	15,88	17,29	19,00	15,61	8,39	6,31	6,32	17,79	13,07	12,82
	La	14,80	85,80	66,90	19,10	22,20	44,20	40,20	29,40	13,10	32,50	11,90	24,60	44,50	43,50
	Ce	15,50	120,50	104,00	21,00	25,30	68,90	65,80	42,60	22,80	46,10	12,60	26,40	53,00	51,70
	Pr	1,88	13,05	11,57	2,38	3,09	7,95	8,44	5,39	2,09	3,77	1,25	2,78	5,28	5,26
	Nd	7,50	42,40	41,00	8,70	11,70	30,10	32,90	20,70	8,60	13,00	5,60	11,70	18,60	18,30
	Sm	1,30	5,80	6,00	1,50	2,20	4,30	5,50	3,10	1,50	1,70	1,10	2,20	2,20	2,10
	Eu	0,34	0,91	0,72	0,33	0,27	0,80	1,40	0,67	0,40	0,31	0,23	0,64	0,47	0,49
	Gd	1,62	5,03	5,04	1,21	2,18	3,67	4,42	2,10	1,62	1,53	1,28	2,78	2,02	2,04
	Tb	0,24	0,67	0,57	0,18	0,32	0,41	0,58	0,28	0,14	0,11	0,09	0,30	0,16	0,15
	Dy	1,53	3,57	2,99	0,96	1,89	2,30	2,76	1,52	1,33	0,98	1,08	2,38	1,34	1,29
	Ho	0,32	0,69	0,55	0,18	0,39	0,36	0,53	0,29	0,19	0,11	0,14	0,43	0,17	0,17
	Er	0,98	1,89	1,50	0,55	0,97	0,93	1,21	0,83	0,68	0,45	0,52	1,46	0,74	0,72
	Tm	0,16	0,25	0,18	0,13	0,14	0,12	0,16	0,15	<0,05	<0,05	<0,05	0,10	<0,05	<0,05
	Yb	0,80	1,10	0,80	0,30	0,70	0,40	0,70	0,40	0,60	0,40	0,40	1,30	0,40	0,50
	Lu	0,11	0,14	0,10	0,06	0,11	0,07	0,11	0,06	<0,05	<0,05	<0,05	0,09	<0,05	<0,05
ΣETR+Y	59,58	313,39	272,92	66,02	87,34	181,80	183,71	123,10	61,44	107,27	42,51	94,95	141,95	139,04	
Anomalias/razões	Pr/Yb _[SN]	0,75	3,79	4,62	2,53	1,41	6,35	3,85	4,30	1,11	3,01	1,00	0,68	4,22	3,36
	Ce/Ce*	0,65	0,81	0,85	0,69	0,68	0,84	0,82	0,78	0,99	0,91	0,70	0,69	0,76	0,75
	Y/Y*	1,42	1,60	1,92	1,81	1,48	1,50	1,25	1,87	1,31	1,46	1,26	1,40	2,11	2,12
	Eu/Eu*	1,08	0,79	0,62	1,15	0,58	0,95	1,34	1,23	1,20	0,90	0,90	1,19	1,05	1,11
	Gd/Gd*	1,11	1,26	1,54	0,97	1,41	1,24	0,93	0,92	1,26	1,53	1,67	1,22	1,35	1,35
	Y/Ho	39,06	45,78	56,36	52,44	40,72	48,03	35,85	53,83	44,16	57,36	45,14	41,37	76,88	75,41
	Eu/Sm	0,26	0,16	0,12	0,22	0,12	0,19	0,25	0,22	0,27	0,18	0,21	0,29	0,21	0,23

Tabela 3 – Composição dos elementos maiores, traços, ETRY, anomalias e razões nos diopsíditos.

Amostra	TAJ-03A	TAJ-19A	TAJ-23A	TAJ-28A	TAJ-39A	TAJ-47A	MI-02.1	MM-02	MM-09	MM-12	MM-16	
Elementos maiores (%)	SiO ₂	51,86	35,58	44,85	58,36	51,41	42,85	44,91	40,97	51,48	55,01	50,03
	TiO ₂	0,19	0,57	0,69	1,46	0,51	0,81	0,54	1,45	0,15	0,12	0,15
	Al ₂ O ₃	5,72	10,01	8,17	13,34	6,33	10,41	8,48	13,19	2,67	2,11	5,22
	Fe ₂ O ₃	3,56	2,84	2,88	6,44	6,62	4,12	7,53	13,56	4,93	5,69	4,35
	MnO	0,36	0,12	0,12	0,09	0,17	0,10	0,11	0,18	3,63	0,21	0,22
	MgO	13,44	21,14	11,41	2,71	15,45	19,16	19,50	9,05	12,69	17,42	14,74
	CaO	22,98	13,00	20,11	5,03	18,21	10,46	11,33	20,76	20,68	19,43	22,30
	Na ₂ O	0,31	0,43	0,87	4,40	0,55	1,08	1,68	0,52	0,27	0,22	0,18
	K ₂ O	0,55	1,50	1,60	4,81	1,69	1,61	0,65	0,50	0,73	0,50	0,07
P ₂ O ₅	0,46	2,07	0,91	0,78	<0,01	2,30	0,72	0,26	1,00	<0,01	0,09	
Elementos traços (ppm)	Ba	188,00	1871,00	3184,00	3464,00	859,00	2212,00	152,00	171,00	63,00	244,00	34,00
	Sr	57,00	223,00	2109,00	1358,00	125,00	253,00	49,00	45,00	25,00	10,00	21,00
	Zr	50,00	311,00	178,00	385,00	137,00	341,00	10,00	12,00	3,00	3,00	12,00
	Zn	62,00	52,00	<5	116,00	52,00	17,00	5,00	69,00	34,00	27,00	43,00
	Cu	<5	348,00	172,00	21,00	<5	<5	2,00	7,00	5,00	4,00	14,00
	Ni	50,00	13,00	26,00	37,00	89,00	27,00	181,00	36,00	20,00	22,00	8,00
	V	28,00	28,00	63,00	119,00	114,00	89,00	30,00	151,00	11,00	11,00	13,00
	Hf	2,12	6,76	3,72	8,53	3,36	7,07	-	-	-	-	-
Co	11,20	7,90	7,70	13,50	20,00	9,20	16,00	19,00	5,00	7,00	4,00	
Elementos terras raras + ítrio (ppm)	Y	19,13	22,80	20,03	19,81	10,80	21,28	5,00	7,00	12,00	5,00	8,00
	La	24,00	58,10	64,70	178,50	8,70	32,90	18,00	25,10	36,60	6,30	20,20
	Ce	38,90	123,40	129,60	341,80	9,70	70,70	30,50	40,90	66,80	18,90	43,90
	Pr	4,81	15,29	15,02	38,40	1,55	9,95	3,08	4,10	6,47	3,18	5,81
	Nd	18,30	58,70	55,20	132,00	7,60	44,90	12,50	17,30	24,80	16,80	25,60
	Sm	3,20	10,60	9,40	19,30	1,80	9,50	2,10	3,80	3,60	3,50	4,70
	Eu	0,68	2,00	1,31	3,87	0,46	1,88	0,58	1,17	0,80	0,49	1,04
	Gd	3,10	8,11	6,63	10,11	2,21	7,83	2,07	4,39	3,44	2,96	4,30
	Tb	0,47	0,95	0,81	1,15	0,33	0,95	0,22	0,56	0,35	0,31	0,46
	Dy	2,78	4,67	4,00	4,83	1,85	4,79	1,67	3,76	2,30	1,91	2,96
	Ho	0,54	0,80	0,66	0,79	0,37	0,74	0,23	0,65	0,34	0,26	0,47
	Er	1,45	1,94	1,57	1,69	1,01	1,83	0,87	1,83	1,13	0,81	1,44
	Tm	0,26	0,26	0,24	0,22	0,17	0,27	<0,05	0,16	0,09	<0,05	0,07
	Yb	1,10	1,40	1,30	1,30	0,90	1,30	0,80	1,50	0,80	0,60	1,10
Lu	0,17	0,18	0,18	0,18	0,13	0,17	<0,05	0,12	<0,05	0,09	<0,05	
ΣETR+Y	118,89	309,20	310,65	753,95	47,58	208,99	77,62	112,34	159,52	61,11	120,05	
Anomalias/razões	Pr/Yb* _[SN]	1,40	3,49	3,69	9,43	0,55	2,44	1,23	0,87	2,58	1,69	1,69
	Ce/Ce*	0,83	0,95	0,96	0,95	0,60	0,89	0,93	0,92	0,99	0,90	0,93
	Y/Y*	1,24	0,94	0,98	0,80	1,04	0,89	0,63	0,36	1,07	0,55	0,54
	Eu/Eu*	1,89	2,13	0,78	3,30	1,80	2,07	2,42	2,30	2,01	1,43	2,09
	Gd/Gd*	1,08	1,13	1,26	0,86	1,11	1,13	1,08	1,04	1,24	1,49	1,19
	Y/Ho	35,43	28,50	30,35	25,08	29,19	28,76	21,74	10,77	35,29	19,23	17,02
	Eu/Sm	0,21	0,19	0,14	0,20	0,26	0,20	0,28	0,31	0,22	0,14	0,22

Tabela 4 – Composição dos elementos maiores, traços, ETRY, anomalias e razões nas rochas calcissilicáticas granulitizadas.

Amostra	TAJ-04A	TAJ-26A	TAJ-27A	MM-01	MM-03	MM-04	MM-05	MM-07	MM-08	MM-17	MPD-03	MI-03	MI-05	MI-06	
Elementos maiores (%)	SiO ₂	50,54	38,74	61,00	74,69	48,67	48,03	43,90	46,76	51,45	54,13	53,50	49,65	48,23	48,28
	TiO ₂	1,91	0,07	1,40	0,19	1,41	1,98	2,44	1,88	2,00	1,79	1,04	1,71	2,17	2,23
	Al ₂ O ₃	11,51	1,78	13,36	13,74	13,50	13,27	15,56	13,10	13,26	13,56	15,70	13,51	13,46	13,35
	Fe ₂ O ₃	16,79	7,69	6,48	2,47	13,25	15,83	18,97	15,32	15,55	14,39	8,59	14,76	18,08	17,81
	MnO	0,27	0,16	0,09	<0,01	0,19	0,14	0,19	0,23	0,23	0,20	0,11	0,21	0,24	0,27
	MgO	6,76	26,73	2,48	1,24	6,50	8,91	7,73	5,72	5,95	5,35	4,22	8,32	8,94	7,02
	CaO	10,02	8,90	4,74	1,25	7,38	6,33	3,01	8,85	7,99	5,76	5,54	8,75	7,05	9,56
	Na ₂ O	2,18	0,15	5,46	4,24	4,74	2,96	2,39	3,43	3,54	4,67	4,24	3,05	2,57	2,74
	K ₂ O	0,92	0,45	3,60	3,90	0,54	1,13	2,08	0,48	0,53	0,55	5,22	0,85	0,97	0,50
	P ₂ O ₅	0,08	<0,01	0,71	<0,01	0,05	0,10	0,10	0,10	0,12	0,14	1,20	0,22	0,13	0,13
Elementos traços (ppm)	Ba	293,00	228,00	3779,00	60,00	444,00	3171,00	1234,00	49,00	35,00	202,00	876,00	600,00	356,00	92,00
	Sr	269,00	45,00	1445,00	7,00	17,00	12,00	26,00	26,00	16,00	24,00	262,00	37,00	48,00	16,00
	Zr	97,00	12,00	417,00	<1	7,00	<1	<1	1,00	<1	<1	46,00	8,00	2,00	1,00
	Zn	108,00	76,00	97,00	20,00	54,00	97,00	62,00	43,00	41,00	47,00	56,00	29,00	26,00	28,00
	Cu	109,00	126,00	20,00	14,00	59,00	231,00	172,00	165,00	47,00	30,00	67,00	10,00	67,00	288,00
	Ni	89,00	2075,00	36,00	6,00	40,00	32,00	100,00	50,00	22,00	15,00	14,00	22,00	41,00	64,00
	V	359,00	28,00	92,00	16,00	178,00	194,00	325,00	225,00	274,00	265,00	91,00	174,00	196,00	287,00
	Hf	2,80	0,22	8,96	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Elementos terras raras + ítrio (ppm)	Co	65,90	133,50	14,60	5,00	26,00	30,00	59,00	28,00	22,00	20,00	17,00	20,00	26,00	33,00
	Y	23,94	1,74	21,23	4,00	8,00	11,00	10,00	8,00	9,00	9,00	22,00	12,00	10,00	8,00
	La	13,70	8,20	211,80	62,20	12,60	23,60	35,10	34,70	17,30	31,60	190,80	31,40	23,80	9,50
	Ce	23,70	4,70	402,10	92,70	23,50	45,20	71,40	67,60	36,80	50,30	353,40	69,30	45,20	23,60
	Pr	3,35	0,47	42,24	7,76	2,78	5,44	8,03	7,28	4,47	5,47	36,30	7,76	5,06	3,28
	Nd	16,90	1,40	147,10	26,30	13,70	26,20	35,10	30,40	21,90	24,50	141,20	33,40	23,10	17,70
	Sm	4,50	0,30	19,30	3,10	3,60	6,00	7,40	5,50	5,50	5,10	21,30	6,50	5,10	5,10
	Eu	1,50	0,05	4,32	0,97	1,21	1,81	1,45	1,61	1,59	1,65	5,72	1,83	1,67	1,50
	Gd	5,13	0,31	10,95	2,33	4,16	6,68	7,98	5,56	6,14	5,42	15,99	6,45	5,25	5,62
	Tb	0,80	0,05	1,19	0,12	0,53	0,88	1,10	0,75	0,83	0,71	1,58	0,86	0,68	0,81
	Dy	4,82	0,26	4,80	0,69	3,71	5,68	7,12	4,45	5,58	4,77	6,82	5,39	4,43	5,19
	Ho	0,91	0,05	0,80	0,05	0,64	1,01	1,28	0,77	0,99	0,81	1,03	0,94	0,75	0,88
	Er	2,33	0,17	1,86	0,19	1,90	3,11	3,89	2,24	3,06	2,44	2,77	2,81	2,22	2,58
	Tm	0,37	0,05	0,28	<0,05	0,15	0,29	0,43	0,23	0,31	0,23	0,23	0,29	0,20	0,26
	Yb	2,00	0,10	1,30	0,10	1,50	2,60	3,50	1,90	2,60	2,10	2,00	2,50	1,80	2,20
Lu	0,28	0,05	0,19	<0,05	0,12	0,26	0,35	0,17	0,28	0,22	0,18	0,25	0,16	0,21	
ΣETR+Y	104,23	17,90	869,46	200,51	78,10	139,76	194,13	171,16	116,35	144,32	801,32	181,68	129,42	86,43	
Anomalias/razões	Pr/Yb* _[SN]	0,53	1,50	10,38	24,78	0,59	0,67	0,73	1,22	0,55	0,83	5,80	0,99	0,90	0,48
	Ce/Ce*	0,81	0,44	0,98	0,93	0,92	0,92	0,98	0,98	0,96	0,87	0,98	1,02	0,95	0,96
	Y/Y*	0,91	1,22	0,86	1,50	0,41	0,36	0,26	0,34	0,30	0,36	0,65	0,42	0,43	0,30
	Eu/Eu*	1,45	0,77	1,37	1,70	1,45	1,33	0,88	1,37	1,28	1,47	1,46	1,33	1,51	1,31
	Gd/Gd*	0,91	1,20	0,85	0,95	0,99	1,02	1,24	0,97	1,04	0,95	0,94	0,99	0,93	0,99
	Y/Ho	26,31	34,80	26,54	80,00	12,50	10,89	7,81	10,39	9,09	11,11	21,36	12,77	13,33	9,09
	Eu/Sm	0,33	0,17	0,22	0,31	0,34	0,30	0,20	0,29	0,29	0,32	0,27	0,28	0,33	0,29

Nas rochas calcissilicáticas é observado um enriquecimento de ETRL, conforme relação média de $Pr/Yb_{[SN]} = 2,49$ nos diopsiditos e de 3,57 nas granulitizadas. Nestas, o somatório $\Sigma ETRY = 231,06$ ppm foi o maior obtido, e a maioria das amostras são marcadas por uma discreta anomalia positiva de Eu ($Eu/Eu^* = 0,77-1,47$) e negativa de Ce ($Ce/Ce^* = 0,44 - 1,02$), bem como nos diopsiditos ($Ce/Ce^* = 0,60 - 0,99$). As anomalias de Eu oscilam entre positivas e negativas nos diopsiditos ($Eu/Eu^* = 0,78-3,30$) e o $\Sigma ETRY = 196,86$ ppm apresenta proporções similares ao dos mármores do Grupo 2. Em ambas as litologias, são observadas anomalias negativas de Y ($Y/Y^* = 0,36 - 1,24$ nos diopsiditos e 0.26-1.5 nas granulitizadas), sendo que a grande maioria das amostras apresenta $Y/Y^* < 1$. Anomalias significativas de Gd não são observadas, predominando valores em torno de 1 (Figura 11A e B).

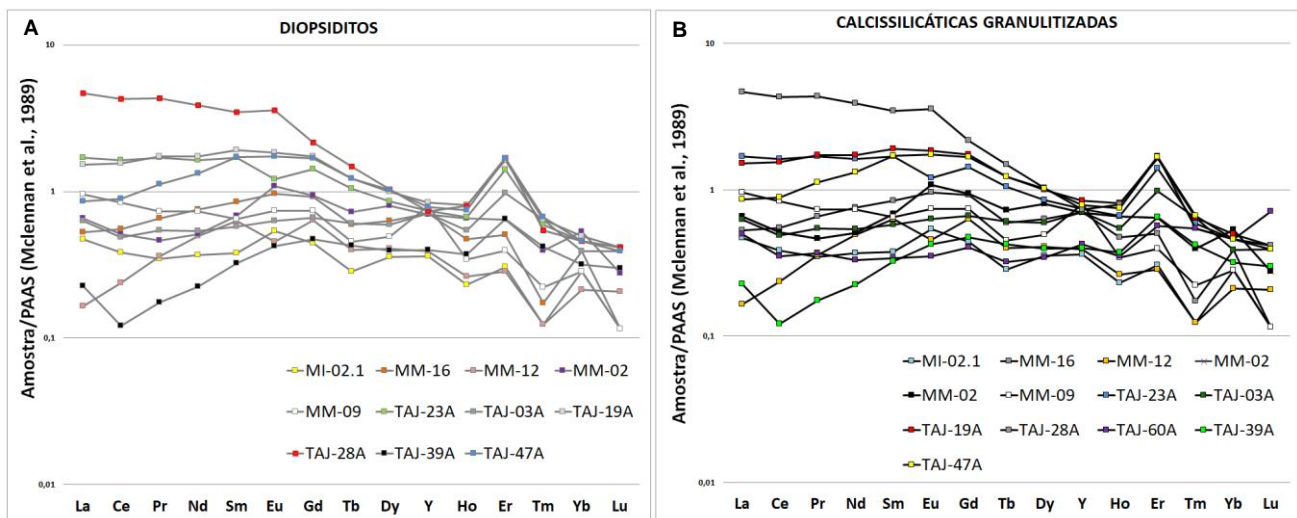


Figura 11 - Diagrama spider dos ETR+Y, A) nos diopsiditos e; B) nas rochas calcissilicáticas granulitizadas do Vale do Jacurici, normalizados para o PAAS (McLennan et al, 1989).

DISCUSSÃO

Reconstituição das condições paleoambientais

Embora seja impossível a reconstituição da polaridade da sucessão metassedimentar do Vale do Jacuri, devido ao grau deformacional e de metamorfismo que obliteram por completo estruturas primárias, algumas correlações entre elementos e padrões geoquímicos primordiais preservados nos permitem não só sustentar sua gênese marinho-sedimentar, como também dissertar acerca de condições paleoambientais que estiveram envolvidas na gênese das litologias caracterizadas, fazendo uso sobretudo das assinaturas de ETRY.

O modelo sugerido por Nelson et al. (2010) para a configuração dos mares proterozoicos descreve o seguinte cenário: existência de oceanos estratificados em zonas óxicas, subóxicas e anóxicas (Figura 15), associado à produção de oxigênio fotossintético em uma zona próxima à costa (águas rasas), diferentemente do que é proposto para o Fanerozoico, onde toda extensão da plataforma apresenta considerável disponibilidade de oxigênio, dominada pela existência de correntes de ressurgência (Kazakov, 1937).

De acordo com McLennan (1989), as concentrações de ETRY em rochas sedimentares podem ser controladas, entre outros fatores, pelas fases minerais presentes na rocha. Contribuição de quantidades diminutas de material clástico, ou seja, de *input* terrígeno, podem resultar em um aumento dos teores e correlações entre elementos litófilos, como o Hf e Zr, aumento da concentração de ETRY e achatamento dos seus padrões de distribuição em rochas marinhas. Teores mais elevados de Al_2O_3 é outro indicador de contaminação detrítica (Corkeron et al., 2012).

Os diopsíditos e granulitos calcissilicáticos demonstraram correlação positiva entre Zr e Hf, sugerindo contribuição detrítica de material crustal (Figura 12A). Para os mármore, apesar de observável, esta correlação é menos evidente e descontínua, sobretudo nos mármore do Grupo 1, refletindo a predominância nesta unidade da sedimentação química em ambiente marinho longe da zona de *input* continental.

Em paralelo, são observados maiores valores de elementos que sugerem contaminação clástica como o Fe_2O_3 , Al_2O_3 , K_2O , MnO , TiO_2 , bem como de V, Co, Cu, Zn, Zr, e, conseqüentemente, minerais que contenham esses elementos, como granada, biotita, muscovita nos mármore do Grupo 2 e rochas calcissilicáticas. O aumento do valor de V dos mármore para as calcissilicáticas pode ocorrer pois durante os processos exógenos este elemento é intensamente incorporado aos minerais argilosos. O V^{5+} se mobiliza com facilidade e se nas águas subterrâneas e nas soluções da meteorização existem metais pesados, podem produzir maiores concentrações locais de vanadatos de Cu, Pb, Zn e U, em particular na zona de oxidação e na presença de margas e dolomitos, que originam um pH adequado para precipitação dos vanadatos (Fonseca, 2013). As demais litologias também exibem razões $Pr/Yb_{[SN]}$ maiores, e um enriquecimento maior de $\Sigma ETRY$ no geral, estando próximas ou acima de 1 dos valores do *PASS*, que, por sua vez, representa valores crustais.

Anomalias de Ce, Eu e Gd

As anomalias de Ce representam uma ferramenta geoquímica fundamental em estudos aplicados a sedimentos marinhos Proterozoicos (Taylor e McLennan, 1985). Devido à sua sensibilidade ao estado de redox do ambiente, o Ce representa o traçador principal para a evolução oceânica-atmosférica ao longo do tempo geológico (Towe, 1991; Lawrence e Kamber, 2006). Neste contexto, torna-se essencial evitar anomalias que possam ser mascaradas pela mobilidade do lântanio (La), que se torna superabundante quando submetidos à processos pós-deposicionais e na presença de outros minerais de origem detrítica. A abordagem descrita por Bau e Dulski (1996) foi adotada para discriminar amostras com anomalias negativas verdadeiras de Ce e as com positivas de La, onde utiliza-se a relação Ce/Ce^* versus Pr/Pr^* com o normalizador *PASS* (Figura 12B).

Os mármore amostrados do Grupo 1 apresentam, em sua totalidade, anomalias negativas verdadeiras de Ce ($Pr/Pr^* > 1$). Já os mármore do Grupo 2 e rochas calcissilicáticas não apresentam anomalias relevantes de Ce, indicando a influência dos processos citados por Bau e Dulski (1996) (Figura 12B).

Tendo em vista estes resultados, os mármore do Grupo 1 foram, portanto, utilizados com maior confiabilidade no estudo do padrão de assinaturas de ETRY como meio de fornecer informações sobre as condições paleoceanográficas da bacia.

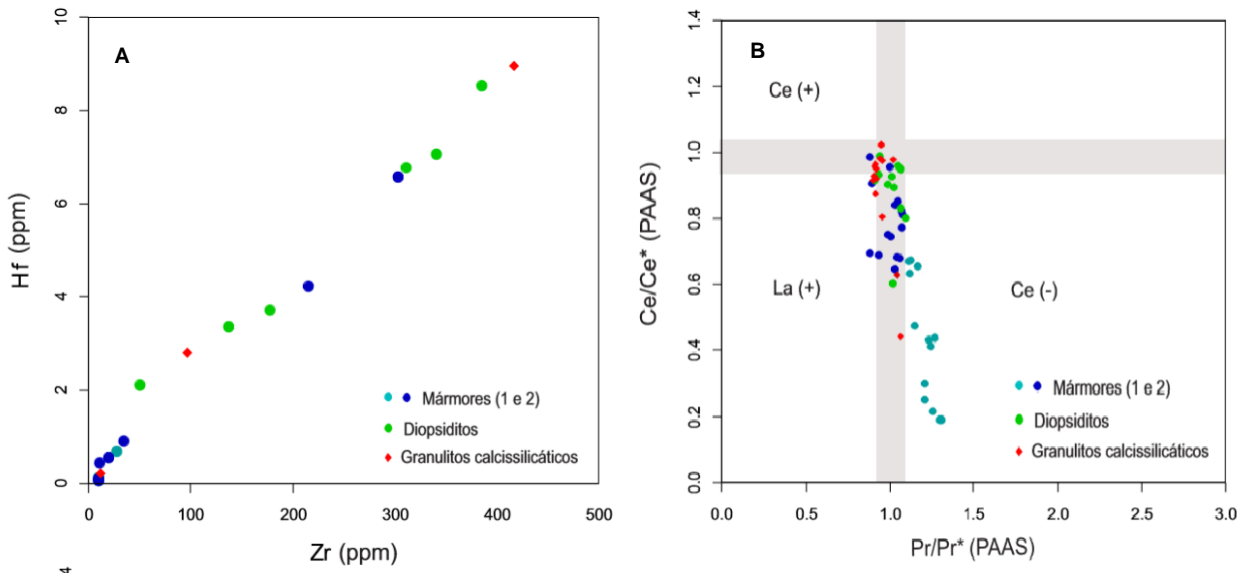


Figura 12 – A) Relação binária entre os elementos litófilos nos mármore e nas rochas calcissilicáticas e; B) diagrama (Ce/Ce*) vs (Pr/Pr *) normalizados ao PAAS, indicando campos de anomalias negativas e positivas verdadeiras em Ce, e anomalias positivas de La de todas as amostras.

Como o Ce apresenta-se em dois estados de oxidação (Ce^{+3} e Ce^{+4}), característica exclusiva dentre os ETRs, na presença de oxigênio, o Ce^{+3} oxida para o Ce^{+4} , sendo facilmente incorporadas em partículas sedimentares constituídas por Fe-Mn, muitas das quais possuem anomalias positivas, empobrecendo a água do mar neste elemento (Piper, 1974; Elderfield et al., 1981).

O estudo dessas anomalias pode fornecer, portanto, informações sobre a profundidade relativa da gênese dessas rochas, bem como a proximidade com fontes hidrotermais de alta temperatura. Anomalias negativas de Ce em relação ao PAAS são observadas na água do mar em ambientes oxigenados (rasos), enquanto que as positivas são indicadores de ambientes redutores, bem como águas lacustres alcalinas ricos em carbonato aeróbico (Moller e Bau, 1993) ou *input* de sedimentos costeiros redutores (De Baar et al., 1983).

Os mármore amostrados do Grupo 1 apresentam anomalias negativas acentuadas de Ce, evidenciando condições paleoambientais óxicas durante sua gênese, o que seria possível em profundidades rasas, tendo em vista os modelos assumidos para plataformas Precambrianas. Já os mármore do Grupo 2 e rochas calcissilicáticas não apresentam anomalias negativas tão acentuadas de Ce. As indicações de *input* terrígeno possivelmente refletiram na diminuição desses padrões.

Um dos principais efeitos na mobilidade dos ETRs são as elevadas anomalias positivas de Eu em litofácies que hospedam minerais oriundos da ação de fluidos metassomáticos (Grauch, 1989; Bau, 1993). Bolhar e Van Kranendonk (2007) situaram anomalias positivas de Eu como reflexo do *input* de fluidos hidrotermais provenientes de cadeias meso-oceânicas (MOR), processo muito mais intenso no Arqueano. Nesse contexto, a presença de magnitudes variáveis de anomalias positivas de Eu nas rochas estudadas podem refletir das assinaturas das águas dos mares Arqueanos residuais nos oceanos Paleo-Mesoproterozoicos, bem como da contribuição de sedimentos e rochas vulcânicas proveniente de cadeias meso-oceânicas ou influência de fluidos magmáticos tardios.

As composições da água do mar atuais são caracterizadas por anomalias positivas de Gd, observadas de forma notória em uma porção das amostras dos mármores do Grupo 1. Estas são atribuídas por Bau (1999) à maior estabilidade desse elemento, em relação aos vizinhos, em ser incorporado à complexos em águas marinhas. Dentre os fatores que levam ao seu fracionamento preferencial entre os ETRY estão condições biogênicas, pH, temperatura e pressão. É possível observar que a porção das amostras do Grupo 1 que não apresentam anomalias de Gd, exibem nítidas anomalias positivas de Eu, bem como maior concentração total de ETRY, evidenciando que ocorrem, dentro dessa unidade, graus diferentes de preservação de assinaturas marinhas.

Anomalias de Y e correlações Y/Ho

O ítrio (Y) e hólmio (Ho) são elementos com comportamento geoquímico idênticos, devido à similaridade de suas cargas e raios iônicos. Em estudos geoquímicos de formações ferríferas, estes pares são comumente assumidos como exclusivamente ligados a componentes detríticos e, portanto, são muitas vezes utilizados como parâmetro de contaminação dos sedimentos químicos com relação à presença de detritos na bacia (Bau, 1993; Bolhar et al., 2004). Sabe-se ainda que o Ho é eliminado através de partículas em suspensão no sistema marinho duas vezes mais rápido do que Y, gerando anomalias positivas de Y características em rochas formadas em ambientes marinhos abertos sem *input* siliciclástico (Bau et al., 1997; De Baar et al., 1985a, 1985b; Nozaki et al., 1997), situação bem marcada nos mármores do Grupo 1.

Considera-se o valor de referência para água do mar de $Y/Ho = 60 - 90$ de (Bau, 1999). Ainda, Johannesson et al., (2006) compilou valores Y/Ho entre 92.2 - 168 ambientes oceânicos em diversos lugares do mundo. Os valores para águas continentais situam-se mais próximos dos valores crustais entre 26-27, referentes ao folhelho PAAS. As razões encontradas podem indicar uma mistura em maior ou menor quantidade de água doce no período de deposição.

Os mármores estão inseridos, próximas ao campo de assinatura da água do mar, com valores Y/Ho (Grupo 1 = 47.13-145.29 e Grupo 2 = 35.85-76.88) muito próximos ao valor referência para água do mar ($Y/Ho = 60 - 168$), sobretudo os do Grupo 1. Essa relação nos diopsiditos ($Y/Ho = 10.77-35.43$) e granulitos calcissilicáticos ($Y/Ho = 7.81-26.54$) são correlacionáveis aos valores crustais ($Y/Ho = 26-27$).

As amostras estudadas com razões Y/Ho mais baixas, sobretudo os granulitos calcissilicáticos, não apresentam correlações entre ETRL/ETRP ($Pr/Yb_{[SN]}$) e foram plotadas dentro do campo da composição *shale* determinada por Planavsky et al., (2010), evidenciando forte assinatura de *input* terrígeno (Figura 13A). Para os mármores do Grupo 1, as amostras exibem uma relação linear negativa. Aplicando a correlação às anomalias de Ce (Figura 13B), observa-se um comportamento linear negativo ainda mais acentuado, com influências também mais evidentes no Grupo 1, evidenciando que o enriquecimento em ETP e empobrecimento em Ce são favorecidos em ambiente marinho, principalmente onde a contaminação detrítica é ausente ou mais restrita.

Considerando ainda este contexto, Alexander et al., (2008) e Bau e Dulski (1996) fizeram uso da relação Y/Ho *versus* Eu/Sm para identificar assinaturas marinhas e avaliar a influência de fluidos de baixa e alta temperatura (Figura 14). A correlação obtida para todas as litologias não indica participação de fluidos hidrotermais de alta temperatura, sugerindo uma posição distal das fontes hidrotermais na época da sua deposição, bem como a preservação de suas assinaturas geoquímicas mesmo após influência de fluidos hidrotermais de baixa temperatura, após a sua consolidação.

Os teores encontrados nos mármore e rochas calcissilicáticas do Vale do Jacurici apresentam relações geoquímicas que indicam uma mistura expressiva de períodos de deposição siliciclástica e períodos de sedimentação química em um mesmo local da bacia, com contribuição de material carbonático e pelítico em um ambiente marinho plataformar com diversos graus de contribuição de fluidos continentais, possivelmente de ambiente estuarino. Os padrões marinhos bem definidos nos mármore do Grupo 1, indicam condições óxicas envolvidas durante sua precipitação, restritas à plataforma interna (rasa) nos mares Proterozoicos.

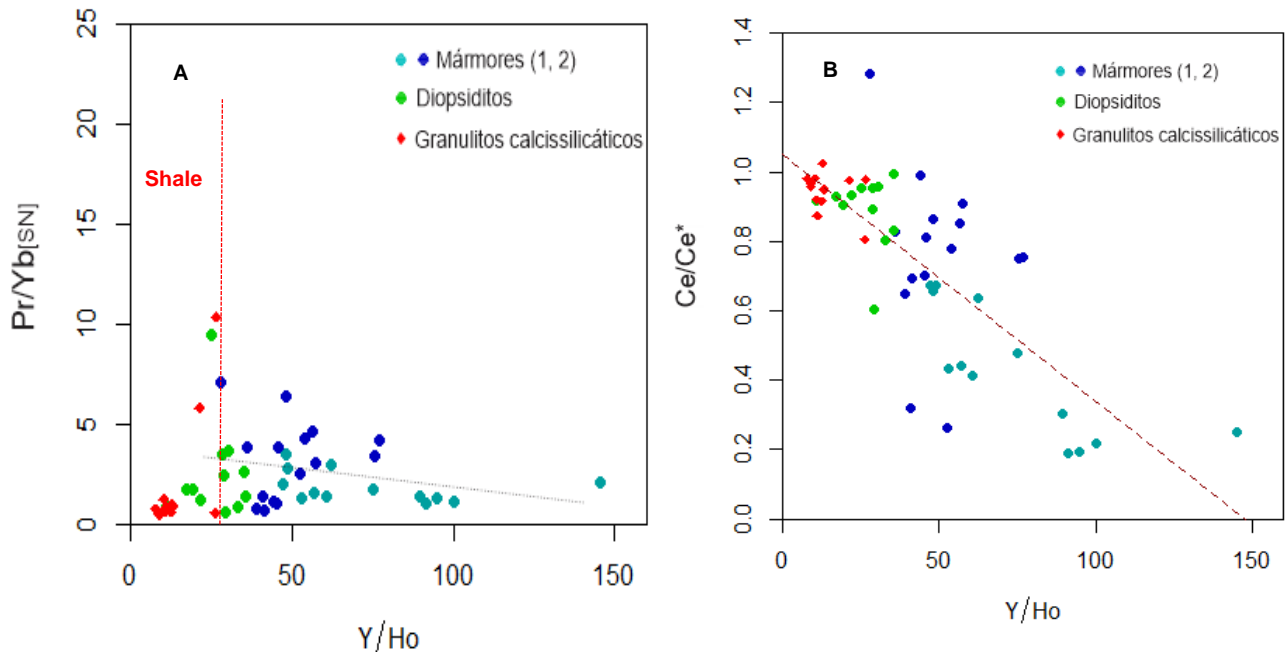


Figura 13 – Relação binária Y/Ho nos mármore e rochas calcissilicáticas do Vale do Jacurici em relação à A) razão entre ETRL e ETRP ($Pr/Yb_{[SN]}$) e B) anomalias de Ce (modificado de Planavsky et al., 2010).

Considerações sobre as anomalias de P_2O_5

Os maiores depósitos de fosforito são registrados no Fanerozoico e em duas Eras do Proterozoico: Neoproterozoico e Paleoproterozoico, não sendo conhecidos depósitos importantes no Mesoproterozoico e no Arqueano (Figura 1). Esses períodos estão diretamente relacionados com eventos glaciais de escala mundial e de oxigenação da atmosfera terrestre, pois representam condições favoráveis à implantação de sistemas fosfogenéticos, conforme citado por Cook e Shergold (1986). Além da alta produção e concentração do P, as mudanças nas condições climáticas em períodos pós-glaciais podem levar a um grande aumento na disponibilidade de nutrientes, como o P solúvel, em águas sub-óxicas a anóxicas (Shields et al., 2000), isto porque, a exposição de grandes áreas continentais que antes estavam cobertas por gelo e com a deglaciação, ficam sujeitas a erosão, podendo-se notar um aumento da taxa de lixiviação de fósforo a ser transportado para o oceano (Papineau, 2010; Pufahl e Hiatt, 2012).

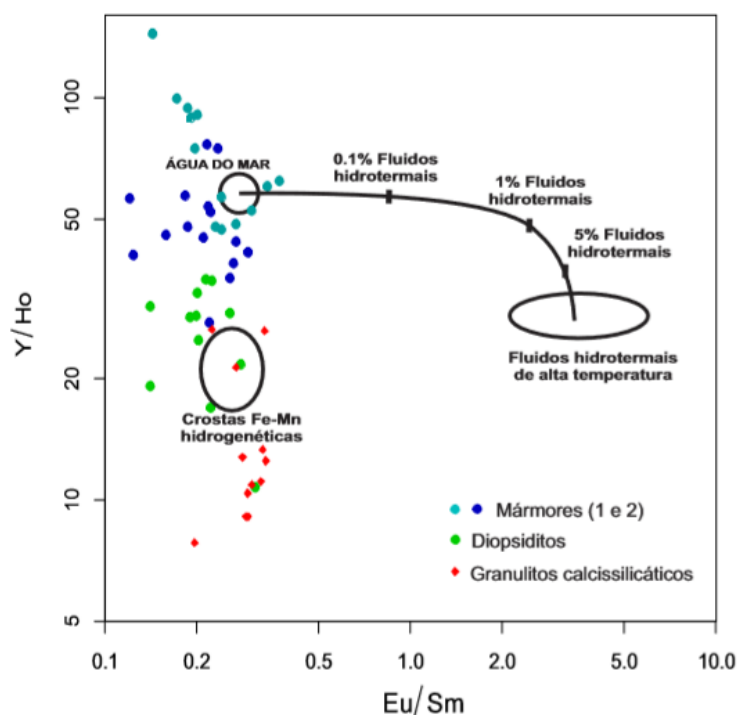


Figura 14 - Relação Eu/Sm versus Y/Ho para todas as amostras supracrustais. A curva descendente indica campos de contribuição de fluidos de alta temperatura ($> 350^{\circ}C$), o círculo superior o campo que mais se aproximam de água oceânicas mais rasas (< 500 m) e a elipse inferior, maior contribuição de crostas de Fe-Mn hidrogenéticas (Alexander et al., 2008).

Tendo em vista esse cenário, o evento fosfogenético mais antigo ocorreu em seqüência do grande evento de oxidação da Terra (*Great Oxygen Event – GOE*) e pós-glaciação Huroniana, no Paleoproterozóico (Figura 1). Os depósitos de rochas fosfáticas do Paleoproterozoico, em sua grande maioria, encontram-se dobrados, falhados e freqüentemente metamorfizados, assim como as rochas carbonáticas e calcissilicáticas do Vale do Jacurici. Entretanto, a maioria deles são depósitos econômicos, como os depósitos de Sinpkhup, Singpung e Yongby, na Coréia do Norte, com reservas estimadas em 100 Mt de P_2O_5 , o Supergrupo Aravalli, na Formação Jhamarkotra, Índia, com reservas estimadas > 65 Mt de P_2O_5 e depósitos na Rússia com reservas estimadas em 50 Mt (Papinaeu, 2010).

Ainda que não haja dados disponíveis de datação absoluta das rochas estudadas, atualmente, considera-se a idade mínima de deposição como 2084Ma, idade obtida para o Sienito de Itúba e de 2085 ± 5 Ma, idade do Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici, ambos intrusivos (Oliveira et al., 2004). Maheshware et al. (2010) obteve dados de $\delta^{13}C$ em mármores, que variam de +2.2 a +6.9‰, sendo correlacionados com os valores das rochas carbonáticas do Supergrupo Aravalli, na Índia ($\delta^{13}C = +5.4$ a +11.2). A idade obtida em dolomitos da Fm. Jhamarkotra é de 1921 ± 67 Ma (Sarangi et al., 2006), enquanto a idade mínima da seqüência supracrustal é indicada em 2075-2150Ma (Pb-Pb), obtidas em galenas intercaladas com rochas vulcânicas basais (Deb e Thorpe, 2004).

A precipitação do fósforo em uma bacia com baixa disponibilidade de oxigênio, que configura uma bacia paleoproterozoica (Figura 18), ocorreria no limite entre zonas anóxicas e sub-óxicas, na plataforma carbonática mais distal (com maior contribuição de bactérias anaeróbicas em zonas anóxicas para redução do PO_4), conforme descrito por Nelson et al., (2010), configurando um sistema fosfogenético. Conteúdos consideráveis de PO_4^{2-} são

fornecidos à plataforma continental juntamente com o Fe, complexados em oxi-hidróxidos de Fe. Ao atingirem a região limítrofe entre zona subóxia a anóxica, esses complexos sofrem redução pela ação de microorganismos, liberando o P, o qual combinaria com F e CO₂ da água marinha intersticial, dando origem ao carbonato-fluorapatita ou francolita, principal mineral dos fosforitos marinhos, em um processo denominado de Bombeamento Fe-redox (Figura 15).

Esse processo é marcado na sucessão estudada pelos maiores teores de P₂O₅, ainda que baixos do ponto de vista econômico, na interfície entre mármores e diopsiditos, conforme exibe a relação Y/Ho *versus* P₂O₅ (Figura 16A). Neste estudo foram utilizadas apenas amostras que apresentaram teores >1%, no geral, obtidas em furos realizados na região de Ipuera.

A relação Y/Ho *versus* Al₂O₃ evidencia que interações entre a zona limítrofe de contribuição terrígena e marinha permanecem preservadas nas amostras estudadas, estando em torno da razão Y/Ho = 30 (Figura 16B). As anomalias de fosfato obtidas no Vale do Jacurici apresentam, portanto, um nítido controle sedimentar-estratigráfico preservado.

Análises de DRX indicam a presença de fluorapatita (Ca.F.Mn.O.P) nos mármores, bem como as análises de MEV em apatitas presentes nos diopsiditos indicaram composições correlacionáveis à da francolita, com teores, ainda que baixos, de F e Na. Ainda, Sanches (1997), demonstra que a composição da francolita desenvolve progressivamente características de fluorapatita durante intemperismo. Uma das primeiras modificações verificadas no carbonato fluorapatita, com a atuação de processos intempéricos, é a descarbonatação com a perda do CO₃²⁻ da estrutura, acompanhada da lixiviação de outros elementos. Esses processos são ainda mais intensos durante o metamorfismo. Tendo em vista estes dados, sugere-se as apatitas estudadas apresentam gênese sedimentar, geradas em um ambiente favorável à sua concentração por processos primários, não sendo descartada a possibilidade da influência da sua remobilização hidrotermal e recristalização.

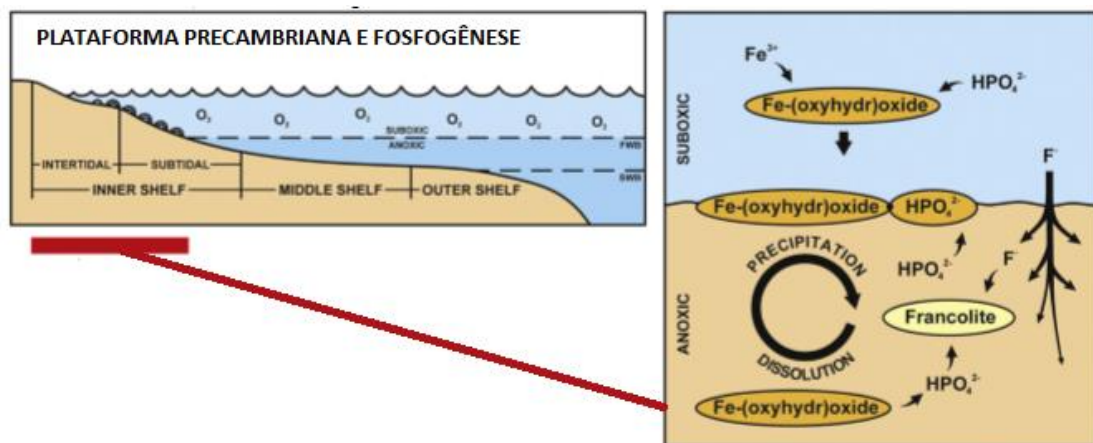


Figura 15 – Configuração da plataforma continental pré-cambriana e extensão da fosfogênese resultante do bombeamento Fe-redox. Oxi-hidróxidos de Fe são soterrados sob a interface Fe-redox, a partir daí, são dissolvidos e liberam PO₄²⁻ adsorvido na água intersticial. FWB = nível de base da onda de clima justo, SWB = base de ondas de tempestade (Nelson et al., 2010).

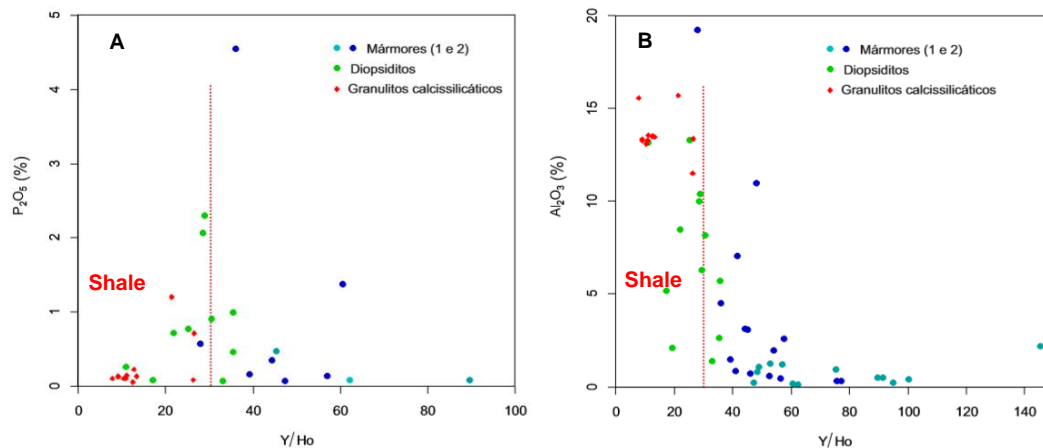


Figura 16 - Diagramas de variação a) Y/Ho x P₂O₅; b) Y/Ho x Al₂O₃. A linha vermelha marca uma possível transição das amostras supracrustais estudadas, considerando as zonas de maior contribuição de águas continentais (Y/Ho <30) e de águas marinhas (Y/Ho > 30ppm), segundo Alexander et al (2008) (Ribeiro, 2016).

CONCLUSÕES

Os padrões de ETRY e elementos traços, em conjunto com as características petrográficas, mineralógicas e distribuição dos elementos maiores analisados nas amostras disponíveis da sucessão carbonática e calcissilicática do Vale do Jacurici, marcam nitidamente a natureza sedimentar marinha dessas rochas.

A ocorrência de anomalias negativas de Ce e positivas de Y e Gd, relações Y/Ho em torno dos valores marinhos, bem como baixos teores de SiO₂, Fe₂O₃, MnO, Al₂O₃, TiO₂ e metais traços (V, Co, Cu, Zn) nos mármores do Grupo 1, relativo às demais litologias, indica um ambiente marinho raso envolvido na gênese destas rochas. O teor de oxigênio disponível na bacia era alto o suficiente para uma estabilização significativa de compostos de Ce⁺⁴ e, conseqüentemente, para a precipitação de carbonato e favorecimento da precipitação de fosfato.

Quantidades variadas de *input* terrígeno na bacia resultaram no aumento da relação Pr/Yb_[SN], achatamento dos padrões de ETRY, bem como seu enriquecimento total (ΣETRY) nos diopsiditos e granulitos calcissilicáticos, influência também evidente nas relações positivas Zr *versus* Hf, valores Y/Ho próximos aos crustais, teores mais elevados dos elementos maiores e metais traços descritos, bem como a presença de minerais que contêm estes elementos.

A presença de magnitudes variáveis de anomalias positivas de Eu nas rochas estudadas podem refletir das assinaturas das águas dos mares Arqueanos residuais nos oceanos Paleo-Mesoproterozoicos, bem como da contribuição de sedimentos e rochas vulcânicas proveniente de cadeias meso-oceânicas ou fluidos magmáticos tardios.

As relações geoquímicas obtidas indicam uma mistura expressiva de períodos de deposição siliciclástica e períodos de sedimentação química em um mesmo local da bacia, com contribuição de material carbonático e pelítico em um ambiente marinho plataformal com diversos graus de contribuição de fluidos continentais, possivelmente de ambiente estuarino

Apesar das anomalias de P₂O₅ (1,38%, 2,07%, 2,3% e 4,56%) obtidas nas amostras estudadas de diopsiditos e mármores (Grupos 1 e 2) não representarem valores econômicos, elas são relevantes do ponto de vista científico. A constatação da preservação do controle estratigráfico nos eventos fosfogenéticos marinhos em ambientes intensamente metamorfizados, possibilita que este estudo tenha aplicabilidade como guia para a prospecção

mineral em bacias Paleoproterozoicas, cuja favorabilidade para ocorrência de depósitos de fosfato econômicos são amplamente conhecidas.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPQ, ao Programa de Pós-Graduação em Geologia da UFBA, à CIA Ferro Ligas da Bahia – FERBASA e a Companhia Baiana de Pesquisa Mineral - CBPM, pelo apoio durante o desenvolvimento do trabalho, idealizado e executado pelo Grupo de Metalogênese (UFBA).

REFERÊNCIAS

- Alexander, B. W., Bau, M., Andersson, P., Dulski, Peter. (2008). Continently-derived solutes in shallow Archean seawater: rare earth element and Nd isotope evidence in iron formation from the 2.9 Ga Pongola Supergroup, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72, n. 2, 378-394.
- Almeida F.F.M. (1967). Origem e evolução da plataforma brasileira. Rio de Janeiro, *DNPM-DGM*, Boletim, 241, 36p
- Almeida, F. F. M. (1977). O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 7, n. 4, 349-364.
- Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F., Corrêa-Gomes, L. C., Dominguez, J. M. L., Souza, J. S. (2012). *Geologia da Bahia. Pesquisa e Atualização* (1º ed, v. 2). Salvador, Bahia: CBPM-Companhia Baiana de Pesquisa Mineral.
- Barbosa, J. S. F., Sabaté, P., Marinho, M. M. (2003). O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, vol 33, 3-6.
- Barbosa, J. S. F., Marinho, M. M., Leal, A. B. M., Oliveira, E. M., Souza, O. J. S., Argollo, R. M., Lana, C., Barbosa, R. G., Santos, L. T. L. (2018). As raízes granulíticas do cinturão Salvador-Esplana-da-Boquim, Cráton do São Francisco, Bahia-Sergipe, Brasil. *Geologia Usp. Série Científica*, v. 18, 103-128.
- Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. (2003b). O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Revista Brasileira de Geociências*, 33(1), 3-6.
- Barbosa J. S. F., Dominguez J. M. L. (1996). *Texto Explicativo para o Mapa Geológico da Bahia ao Milionésimo. SICM/SGM*. Edição Especial, Salvador.
- Bau, M., Dulski, P. (1996). Distribution of yttrium and rare-earth elements in the Penge and Kuruman iron-formations, Transvaal Supergroup, South Africa. *Precambrian Research*, 79, 1-2, 37-55.
- Bau, M. (1993). Effects of syn-depositional and postdepositional processes on the rare-earth element distribution in Precambrian iron-formations. *European Journal of Mineralogy*, 5, 257-267.
- Bau, M., Möller, P., Dulski, P., (1997). Yttrium and lanthanides in eastern Mediterranean seawater and their fractionation during redox-cycling. *Marine Chemistry*, 56, 123–131.
- Bau, M. (1999) Scavenging of dissolved yttrium and rare earths by precipitating iron oxyhydroxide: experimental evidence for Ce oxidation, Y-Ho fractionation, and lanthanide tetrad effect. *Geochim. Cosmochimistry, Acta* 63, 67–77.

Bolhar, R., Kamber, B. S., Moorbath S., Fedo, C. M., Withehouse, M. J. (2004). Characterisation of early Archaean chemical sediments by trace element signatures. *Earth Planet Sci Lett.*, 222, 43 – 60.

Bolhar, R., Van Kranendonk, M. J. (2007). A non-marine depositional setting for the northern Fortescue Group, Pilbara Craton, inferred from trace element geochemistry of stromatolitic carbonates. *Precambrian Research*, 155, 229–250.

Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Torquato, J. R. F. (1980). *Evolução geológica do Precambriano do Estado da Bahia*. In: Inda, H. A. V. org. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos. V. 3. SME. Bahia.

Carvalho Filho, A. R.; Queiroz, E. T. e Leahy, G. A. S. (1986). Jazida de Cromita de Pedras Pretas, município de Santa Luz, Bahia. In: Schbhenhaus, C. e Coelho, C. E. S. (Eds.). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*, 1, 235-248. DNPM-CVRD. Bahia.

Corkeron, M., Webb, G. E., Moulds, J., Grey, K. (2012). Discriminating stromatolite formation modes using rare earth element geochemistry: trapping and binding versus in situ precipitation of stromatolites from the Neoproterozoic Bitter Springs Formation, Northern Territory, Australia. *Precambrian Research*, 212–213, 194– 206.

Cook, P.J., Shergold, J. H. (1986). Phosphorus, phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary. *Nature*, Vol. 308, 231–236.

Cunha, J. C., Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F. (2012). Os greenstone belts. In: Barbosa, J. S. F., Mascarenhas, J. F., Corrêa-Gomes, L. C., Domingues J.M.L. *Geologia da Bahia*, 2, 203-326. Pesquisa e atualização de dados CBPM. Salvador.

De Baar, H. J. W., Bacon, M.P., Brewer, P.G., (1983). Rare-earth distributions with a positive Ce anomaly in the Western North Atlantic Ocean. *Nature*, 301, 324–327.

Deb, M., Thorpe, R. I. (2004). *Geochronological constraints in the Precambrian geology of Rajasthan and their metallogenic implications*. In: Deb, M., Goodfellow, W. D. (eds) Sediment-hosted lead-zinc sulphide deposits, 246-263, New Delhi, Narosa Publishing House.

De Baar, H. J. W., Bacon, M. P., Brewer, P. G., Bruland, K. W. (1985) Rare earth elements in the Atlantic and Pacific Oceans. *Geochim. Cosmochim. Acta* 49, 1943-1959.

Davison, I., Teixeira, J. B. G., Silva, M. G., Rocha Neto, M. B., Matos, F. M. V. (1988). The Itapicuru Belt, Bahia, Brasil: structure and stratigraphical outline. *Precambrian Research*, 42,1-17.

Elderfield, H., Hawkesworth, C. H., Greaves, M. J. (1981). Rare earth element geochemistry of oceanic ferromanganese nodules and associated sediments. *Geochim. Cosmochim. acta* 45, 513-528.

Fonseca, A. C. (2013). *Geoquímica dos Elementos Terras Raras (ETR)*. <www.geobrasil.net>.

Gaertner, C., Broecker, M., Strauss, H., Farber, K. (2011). Strontium-, carbon- and oxygen-isotope compositions of marbles from the Cycladic blueschist belt, *Greece Geology*, 148, 511–528.

Gama, M. (2014). *Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas do Vale do Rio Jacurici, Bahia*. Trabalho Final de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências – UFBA.

- Grauch, R. I. (1989). Rare earth elements in metamorphic rocks. In *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. In: Lipin, B. R., McKay, G. A. (Eds.). *Rev. Mineral.* 21, 147–167, Mineral. Soc. Amer.
- Jardim de Sá, E. F. (1982). Nota sobre o estilo estrutural e relações gnaisses supracrustais no “greenstone belt” de Serrinha (Bahia). *Revista Ciências da Terra*, 2, 8-126.
- Jardim de Sá, E. F. (1983). Geologia da Região do Vale do Jacurici. Relatório Técnico de Consultoria.SME/COM, 17.
- Johannesson, K. H., Hawkins, Jr., D. L., Cortes, A. (2006). Do Archean chemical sediments record ancient seawater rare earth element patterns?. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 871–890.
- Kasting, J. F., Siedert, J. L. (2002). Life and evolution of Earth atmosphere. *Science* 296, 1066-1068.
- Kazakov, A. V. (1937). The phosphorite facies and the genesis of Phosphonates. In: *Geol. Investigations of Agricultural Ores. Trans. ScL Inst. Fertilizers and Insecto-Fungicides*, 142, 95-113.
- Knoll, A. H., Kaufman, A. J., Semikhatov, M. A., (1995). The carbon isotopic composition of Proterozoic carbonates: Riphean successions from Northwestern Siberia (Anabar Massif Turukhansk uplift). *American Journal of Science*, 295, 823–850.
- Kosin, M. D., Melo, C. M., Souza, J. D., Oliveira, E. P., Carvalho, C. M. M. L., (2003). Geologia do segmento norte do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá e guia de excursão. *Revista Brasileira de Geociências*, 33, n. 1, 15-26.
- Lama, E. A. D., Candia, M. A. F.; Szabó, G. A. J. (2001). Petrography and Metamorphism of the Metasedimentary Country-Rocks of the Jacurici Valley Chromitite-Hosting Mafic-Ultramafic Complexes, Bahia, Northeastern Brazil. *Revista do Instituto de Geociências – USP Geo. USP Sér. Cient.*, 1, 1-15.
- Lawrence, M. G., Kamber, B. S. (2006). The behaviour of the rare earth elements during estuarine mixing-revisited. *Marine Chemistry*, 100, 1-2, 147-161.
- Maheshwari, A., Sial A. N., Gaucher, C., Bossi, J., Bekker, A., Ferreira, V.P., Romano, A. W. (2010). Global nature of the Paleoproterozoic Lomagundi carbon isotope excursion: a review of occurrences in Brazil, India, and Uruguay. *Precambrian Research*, 182, 274-299.
- Marinho, M. M., Rocha, G. F., Deus, P. B., Viana, J. S. (1986). Geologia e potencial cromitífero do Vale do Jacurici, Bahia: *XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia*, 5, 2074–2088. Goiânia, SBG.
- Marques, J. C. Ferreira Filho, C. F. (2003). The chromite deposits of the Ipueira Medrado Sill, Bahia, Brazil. *Economic Geology*, 98, 87-108.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. In: Lipin, B. R., McKay, G. A. (Eds.). *Rev. Mineral.* 169–200, Mineral. Soc. Amer.
- Misi, A., Teixeira, J. B. G., Sá, J. H. (2012). *Mapa Metalogenético Digital do Estado da Bahia e Principais Províncias Minerais*. Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/ CBPM. Série publicações especiais 11.
- Moller, P., Bau, M. (1993). Rare earth patterns with positive Ce anomaly in alkaline water from Lake Van, Turkey. *Earth and Planetary Science Letters*, 117, 671–676.

- Nelson, G. J., Pufahl, P. K., Hiatt, E. E. (2010). Paleooceanographic constraints on Precambrian phosphorite accumulation, Baraga Group, Michigan, USA. *Sedimentary Geology*, 226, 9-21.
- Nozaki, Y. Zhang, J. Amakawa, H. (1997). The fractionation between Y and Ho in the marine environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 148, 329-340.
- Oliveira, E. P., Lafon, J-M., Souza, Z. S. (1990). Archean-Proterozoic transition in the Uauá Block, NE São Francisco Craton, Brazil: UPb, Pb-Pb and Nd isotope constraints. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 38-40 Lençóis. SBG.
- Oliveira, E. P., Windley, B. F., McNaughton, N. J., Pimentel, M., Fletcher, I. R. (2004). Contrasting copper and chromium metallogenic evolution of terranes in the Paleoproterozoic Itabuna–Salvador–Curaçá orogen, São Francisco craton, Brazil: new zircon (SHRIMP) and Sm–Nd (model) ages and their significance for orogen-parallel escape tectonics. *Precambrian Research*, 128. 143–165.
- Oliveira E. P., Grisólia M. F., Moreto C., Donatti Filho J. P., McNaughton N., Vale I. Z., (2010). Descoberta de um Complexo de Fore-arc Paleoproterozóico no Greenstone Belt do Rio Itapicuru, Bahia, e Implicações Geodinâmicas. XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, SBG.
- Papineau, D., (2010). Global biogeochemical changes at both ends of the Proterozoic: insights from phosphorites. *Astrobiology*, 10, 165-181.
- Pereira, L. H. M. (1992). *Serrinha, Folha SC.24-Y-D-V: Estado da Bahia. Brasília*. DNPM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- Piper, D. Z. (1974); Rare-Earth Elements in the Sedi Cycle: A Summary. *Chemical Geology*, 14, 4, 285-304.
- Planavsky, N., Bekker, A., Rouxel, O. J., Kamber, B., Hofmann, A., Kkudsen, A., Lyons, T. W. (2010). Rare earth element and yttrium compositions of Archean and Paleoproterozoic Fe formations revisited: new perspectives on the significance and mechanisms of deposition. *Geochimica et Cosmochimica, acta*, 22, 74, 6387-6405.
- Pufahl, P. K.; Hiatt, E. E. (2012). Oxygenation of the Earth's atmosphere-ocean system: a review of physical and chemical sedimentologic responses. *Marine and Petroleum Geology. Guildford*, 32, 1, 1-20.
- Ribeiro, T. S. (2016). *Caracterização geológica das rochas calcissilicáticas e metacarbonáticas do complexo Tanque Novo – Ipirá na folha Pintadas – BA: potencial metalogenético para fosfato*. Dissertação (Mestrado). Salvador: Instituto de Geociências - UFBA.
- Ribeiro, T. S. (2017) Complexo Tanque Novo-Ipirá: Geologia e potencialidade para fosfato na folha Pintadas, Bahia. *CBPM, Série Arquivos Abertos*, 42.
- Rios, D. C., Conceição, H., Macambira, M. J. B, Burgos, C. M. G., Peixoto, A. A., Cruz Filho, B. E., Oliveira, L.L., Lisboa, M. P. (1998). *Granitogênese da Parte Meridional-Oriental do Núcleo Serrinha: Idade, Petrografia E Geoquímica*. In: Conceição H., Cruz, M. J. M.Cruz, Sá, H. J. S., Sá., P. Sabaté (eds.) *Contribuição ao Estudo dos Granitos e Rochas Correlatas*, 5, 91-113. Salvador, SBG, Publicação Especial.
- Rios D.C., (2002). *Granitogênese no Núcleo Serrinha: Geocronologia e Litogeoquímica*. Tese (Doutorado). Salvador: Instituto de Geociências -UFBA.

- Sanches, A. L. (1997). O Fosforito proterozoico da região de Irecê (Bahia). Dissertação (mestrado). Salvador: Instituto de Geociências-UFBA.
- Sarangi, S., Gopalan, K., Roy, A.B., Sreenivas, B., Das Sharma, S. (2006). Pb–Pb age of the carbonates of Jhamarkotra Formation constraining the age of the Aravalli Supergroup, Rajasthan. *J. Geol. Soc*, 67, 442–446.
- Seixas, S. R. M., Marinho, M. M., Moraes, O. F., Awdziej, I. (1975). Geologia das Folhas Itaberaba e Serrinha, Projeto Bahia II: Geologia das Folhas de Itaberaba e Serrinha. Relatório Final. Salvador. CPRM.
- Silveira, C. J. S., Frantz, J. C., Marques, J. C., Queiroz, W. J. A., Roos, S., Peixoto, V. M. (2015). Geocronologia U-Pb em zircão de rochas intrusivas e de embasamento na região do Vale do Jacurici, Cráton do São Francisco, Bahia. *Brazilian Journal of Geology*, 45, 3, 453-474.
- Shields, G., Stille, P., Brasier, M. D. (200). *Isotopic records across two phosphorite giant episodes compared: the Precambrian-Cambrian and the late Cretaceous-Recent*. In: Glenn, C. R., Prevot, L., Lucas, J. (Ed.). Marine authigenesis: from global to microbial. Tulsa: SEPM, 103-116.
- Swart, P. K., (2015). The geochemistry of carbonate diagenesis: the past, present and future. *Sedimentology* 62, 1233–1304.
- Taylor, S. R., McLennan, S. M. (1985). The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell Sci. Publ, Oxford*.
- Teixeira, W., Sabaté, P., Barbosa, J., Noce, C. M., Carneiro, M. A. (2000). *Archean and Paleoproterozoic tectonic evolution of the São Francisco Craton*. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomas Filho, A., Campos, D. A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America, 101-137. Rio de Janeiro: DNPM.
- Towe, K. M. (1991). Aerobic carbon cycling and cerium oxidation: significance for Archean oxygen levels and banded iron-formation deposition. *Global and Planetary Change*, 5, 1-2, 113-123.
- Veizer, J., Plumb, K.A., Clayton, R.N., Hinton, R.W., Grotzinger, J.P. (1992). Geochemistry of Precambrian carbonates: V. Late Paleoproterozoic seawater. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2487–2501.
- Winge, M., (1984). *A Sequência vulcanossedimentar do Grupo Rio Capim, Bahia*. In: Viveiros, P. V. S., Duarte, F. (Eds.). Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos Básicos, 5, 43-103. Salvador. SME/CPM.

CAPÍTULO 3

CONCLUSÕES

Embora seja impossível a reconstituição da polaridade da sucessão metassedimentar do Vale do Jacurici, devido ao grau deformacional e de metamorfismo que obliteram por completo estruturas primárias, o estudo litogeoquímico, com foco nos elementos ETRY e traços, envolvendo a identificação e caracterização de assinaturas geoquímicas primordiais, mostrou-se eficiente no âmbito da reconstituição de condições paleoambientais envolvidas na bacia durante a gênese dessas rochas, permitindo sustentar sua gênese marinho-sedimentar.

Os padrões de ETRY e elementos traços, em conjunto com as características petrográficas, mineralógicas e distribuição dos elementos maiores analisados nas amostras disponíveis da sucessão carbonática e calcissilicática do Vale do Jacurici, marcam nitidamente a natureza sedimentar marinha dessas rochas.

A ocorrência de anomalias negativas de Ce e positivas de Y e Gd, relações Y/Ho em torno dos valores marinhos, bem como baixos teores de SiO₂, Fe₂O₃, MnO, Al₂O₃, TiO₂ e metais traços (V, Co, Cu, Zn) nos mármorees do Grupo 1, relativo às demais litologias, indica um ambiente marinho raso envolvido na gênese destas rochas. O teor de oxigênio disponível na bacia era alto o suficiente para uma estabilização significativa de compostos de Ce⁺⁴ e, conseqüentemente, para a precipitação de carbonato e favorecimento da precipitação de fosfato.

Quantidades variadas de *input* terrígeno na bacia resultaram no aumento da relação Pr/Yb_[SN], achatamento dos padrões de ETRY, bem como seu enriquecimento total (Σ ETRY) nos diopsiditos e granulitos calcissilicáticos, influência também evidente nas relações positivas Zr *versus* Hf, valores Y/Ho próximos aos crustais, teores mais elevados dos elementos maiores e metais traços descritos, bem como a presença de minerais que contêm estes elementos.

A presença de magnitudes variáveis de anomalias positivas de Eu nas rochas estudadas podem refletir das assinaturas das águas dos mares Arqueanos residuais nos oceanos Paleo-Mesoproterozoicos, bem como da contribuição de sedimentos e rochas vulcânicas proveniente de cadeias meso-oceânicas e/ou fluidos magmáticos tardios.

As relações geoquímicas obtidas indicam uma mistura expressiva de períodos de deposição siliciclástica e períodos de sedimentação química em um mesmo local da bacia, com contribuição de material carbonático e pelítico em um ambiente marinho plataformal com diversos graus de contribuição de fluidos continentais, possivelmente de ambiente estuarino.

Atualmente não há dados disponíveis de datação absoluta das rochas estudadas, considerando-se idade mínima Paleoproterozoica por relações intrusivas (2084Ma, do Sienito de Itúba e de 2085±5Ma, do Complexo Máfico-ultramáfico Vale do Jacurici). Em conjunto, dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ nos mármorees, obtidos por Maheshwari et al., (2010), demonstram correlações com rochas paleoproterozoicas carbonáticas do Supergrupo Aravalli, na Índia. As similaridades litológicas, litogeoquímicas e paleoambientais com outras sequências supracrustais paleoproterozoicas do CSF (Complexo Rio Salitre e sobretudo Complexo Tanque Novo-Ipirá) também devem ser consideradas. Tendo em vista essas associações, sugere-se a continuação dos estudos na sucessão abordada no presente trabalho, com realização de datações em zircão detrítico (U-Pb) nas litofácies calcissilicáticas, bem como correlações aprofundadas com as sequências citadas, fazendo uso de isótopos de O, C e Sr. Definições neste sentido poderão contextualizar de maneira efetiva essa bacia marinha no contexto geológico do CSF.

Apesar das anomalias de P_2O_5 (1,38%, 2,07%, 2,3% e 4,56%) obtidas nas amostras estudadas de diopsiditos e mármore (Grupos 1 e 2) não representarem valores econômicos, elas são relevantes do ponto de vista científico. São conhecidas, há décadas, diversas concentrações locais de apatitas, não estudadas, ao longo de diversas regiões do Vale do Jacurici, tornando-se necessário um registro detalhado sobre sua ocorrência, bem como avaliação econômica das mesmas. Em se tratando de um distrito minerário de Cr, onde concentrações de P são desfavoráveis do ponto de vista do minério, essas concentrações, do ponto de vista positivo, não são atualmente foco de pesquisas.

A constatação da preservação do controle estratigráfico nos eventos fosfogenéticos marinhos em ambientes intensamente metamorfizados, possibilita que este estudo tenha aplicabilidade como guia para a prospecção mineral em bacias Paleoproterozoicas, cuja favorabilidade para ocorrência de depósitos de fosfato são amplamente conhecidas.

APÊNDICE A

JUSTIFICATIVA DA PARTICIPAÇÃO DE CO-AUTORES

José Haroldo da Silva Sá

Geólogo, graduado pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1967), mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1970), doutorado em Geociências (Recursos Minerais e Hidrogeologia) pela Universidade de São Paulo (1976), pós-doutorado pela University of Leicester (1988) e pós-doutorado pela Wales Cardiff (1996). Atualmente é Consultor do Governo do Estado da Bahia. Professor orientador da autora principal do artigo em seu trabalho final de graduação intitulado “Caracterização petrográfica e litogeoquímica das rochas metacarbonáticas do Vale do Jacurici, Bahia”, apresentado em 2014. Além disso, representa o principal idealizador da linha de pesquisa em sucessões carbonáticas pré-cambrianas no Cráton São Francisco, incluindo a do Vale do Jacurici, tendo assim, participação direta não só na construção da metodologia utilizada para o desenvolvimento da presente pesquisa, bem como da coleta de dados e elaboração do conteúdo final.

Luis Rodrigues dos Santos Oliveira

Geólogo, graduado em Geologia pela Universidade Federal da Bahia (2012). Integrante do grupo de metalogênese da UFBA, autor da dissertação de mestrado “Fosforitos da Região de Juazeiro-BA: Paleoambientes, Geocronologia, Controles da Mineralização e Correlações Estratigráficas” (2016), pesquisa que represente uma das referências principais para o desenvolvimento do presente trabalho. Tem experiência na área de Geociências com ênfase em Geologia de Campo, Geotectônica e Geologia Estrutural de Bacias e suas metalogêneses associadas; geofísica, trabalhando em aquisição tratamento e interpretação de dados geofísicos com os (métodos resistivos, magnético e radiométrico) aplicado a prospecção mineral. Fez parte do grupo de Neotectônica e Termocronologia Litorânea do estado da Bahia. Atuou como professor temporário das disciplinas Geofísica, Geologia de Campo e Minerais e Rochas industriais (2015-2016). Exerceu influência direta na elaboração final do conteúdo.

Tatiana Ribeiro Silva

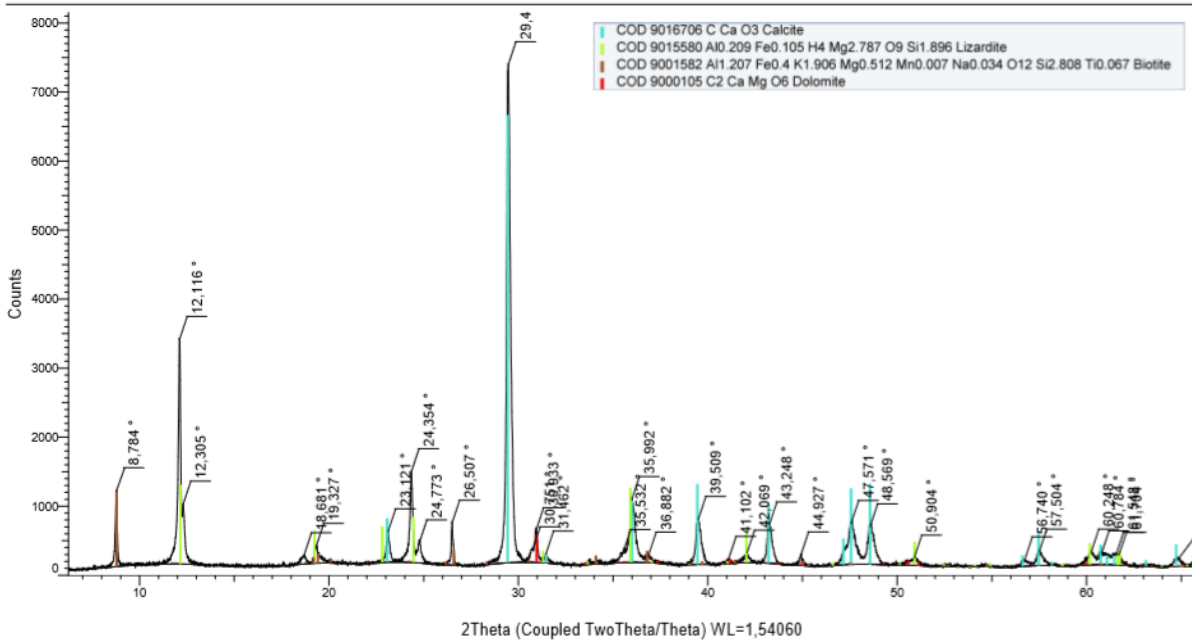
Geóloga, graduado pela Universidade Federal da Bahia (2010.1), já atuou com pesquisas greenfield e brownfield de ferro, grafita e níquel laterítico nos Estados do RN, BA, PA, TO e MG. Possui Mestrado em Geologia na área de Petrologia, Metalogênese e Exploração Mineral, com foco na pesquisa de rochas metamórficas paleoproterozoicas e alteração hidrotermal. Atualmente, está no doutorado no mesmo segmento de pesquisa e ministra as disciplinas de Geoquímica prática, Geologia Geral I e II, como professora substituta no Instituto de Geociências - UFBA. Autora da dissertação de mestrado intitulada “Caracterização Geológica das rochas calcissilicáticas e metacarbonáticas do Complexo Tanque Novo - Ipirá na Folha Pintadas - BA: Potencial metalogenético para fosfato” (2016), pesquisa que represente a referência principal para o desenvolvimento do presente trabalho. Atualmente desenvolve a pesquisa de doutorado intitulada “Correlação litogeoquímica e isotópica entre os Complexos Saúde e Tanque Novo - Ipirá: potencial metalogenético para fosfato”. Ambas as pesquisas são orientadas pelo prof. Aroldo Misi e envolvem a mesma linha de pesquisa com sucessões carbonáticas pré-cambrianas. A geóloga exerceu influência direta nas etapas de coleta de dados, análises e elaboração final do conteúdo.

APÊNDICE B

DIFRATOGRAMAS

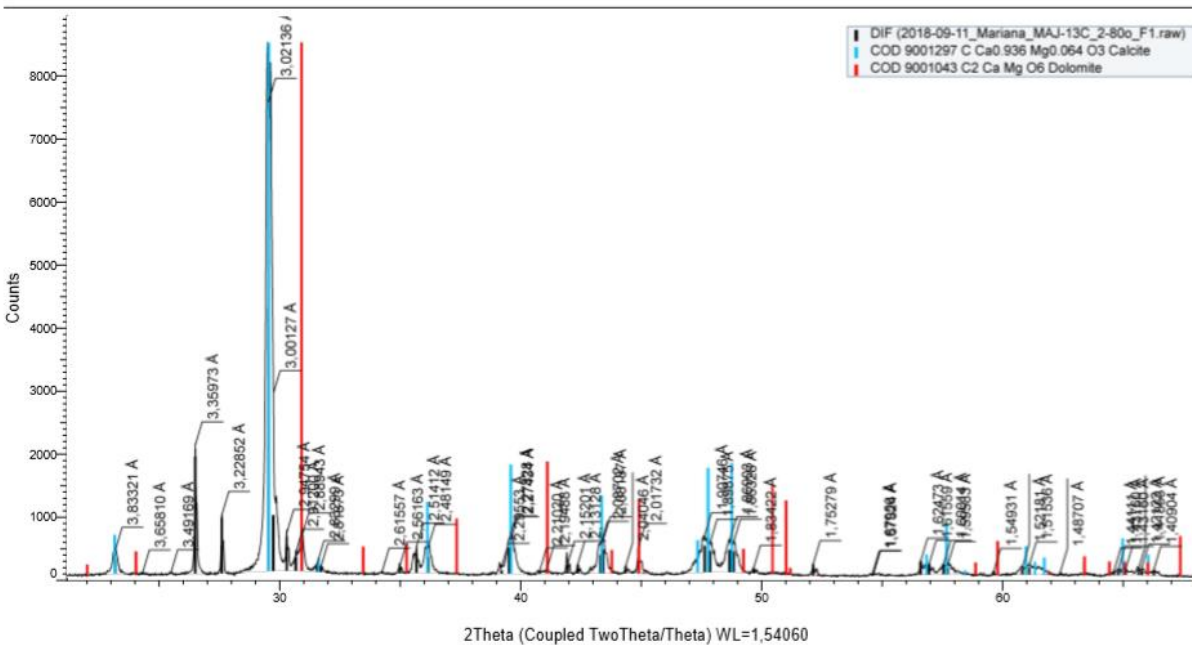
Amostra TAJ-10

(Coupled TwoTheta/Theta)



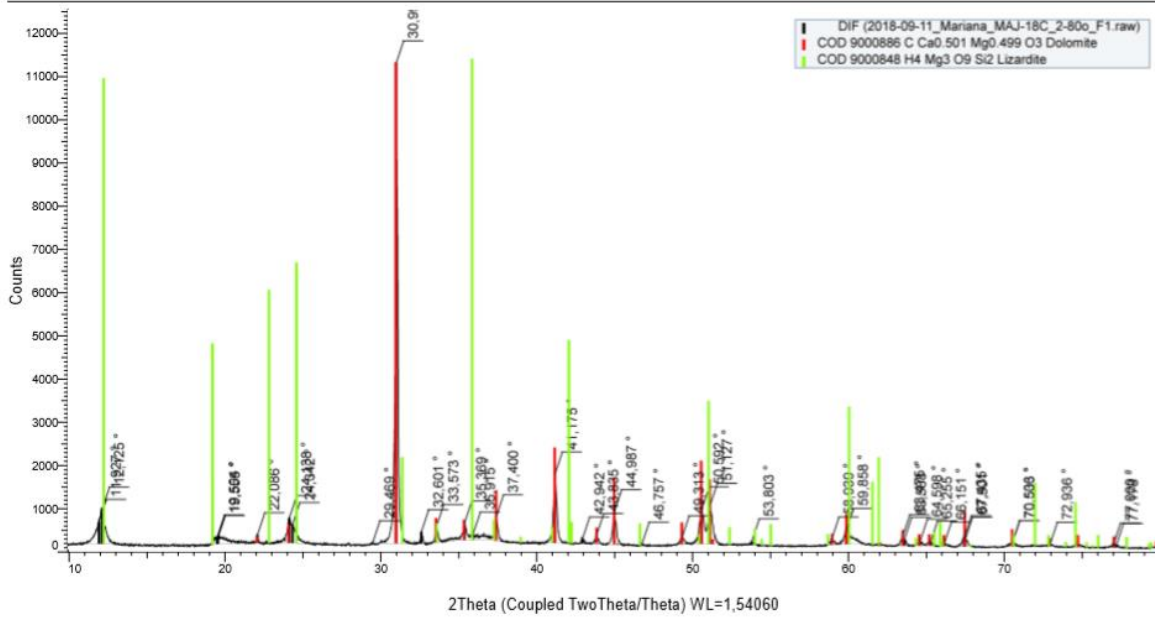
Amostra TAJ-13

(Coupled TwoTheta/Theta)



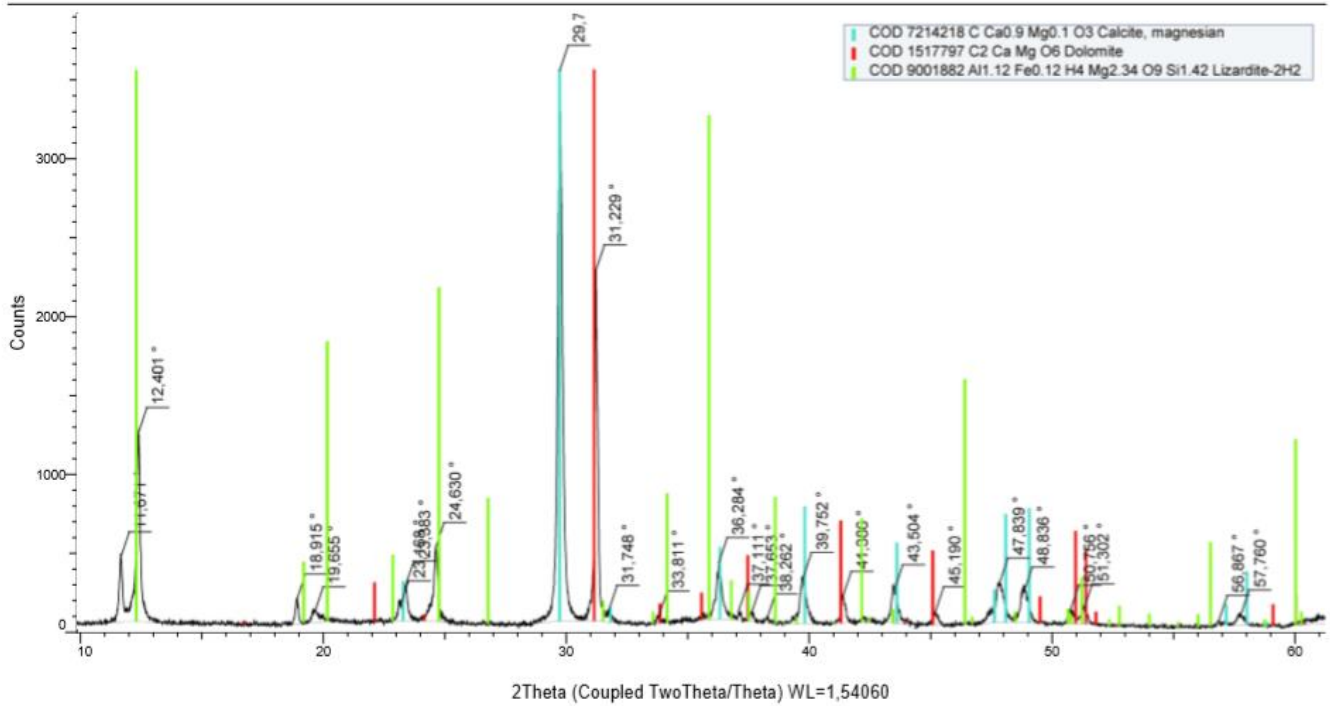
Amostra TAJ-18

(Coupled TwoTheta/Theta)

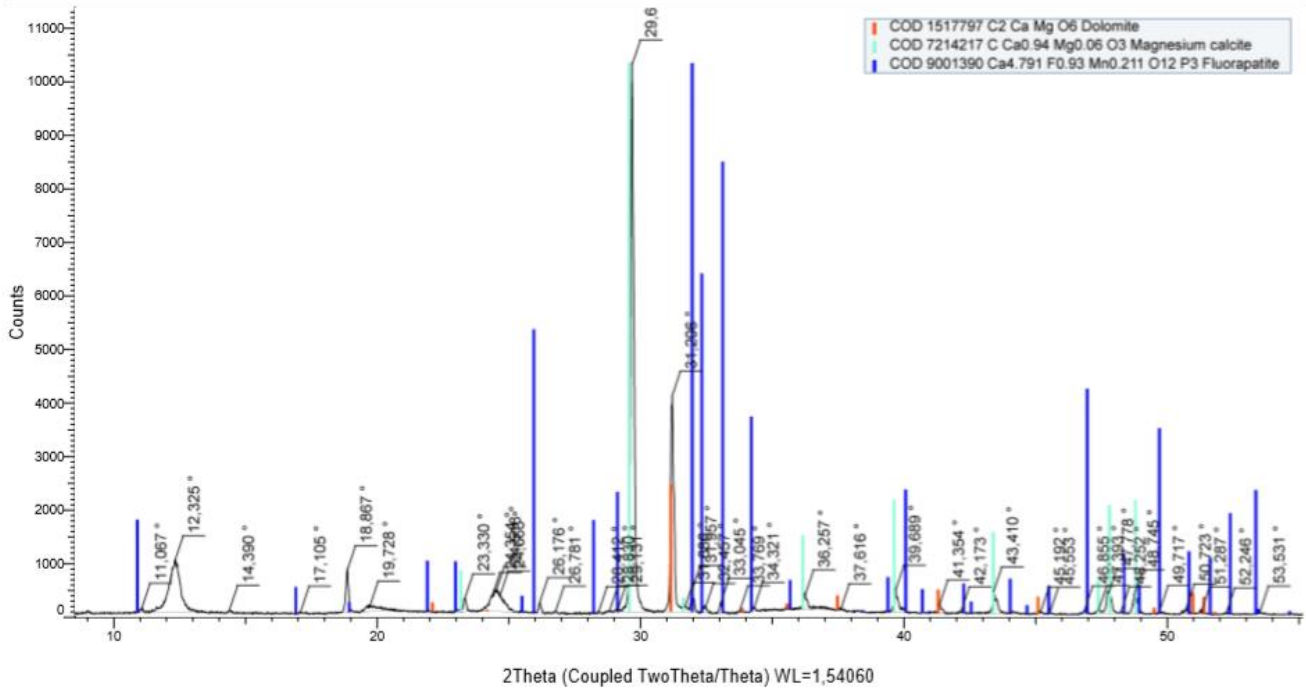


Amostra TAJ-25

(Coupled TwoTheta/Theta)



(Coupled TwoTheta/Theta)

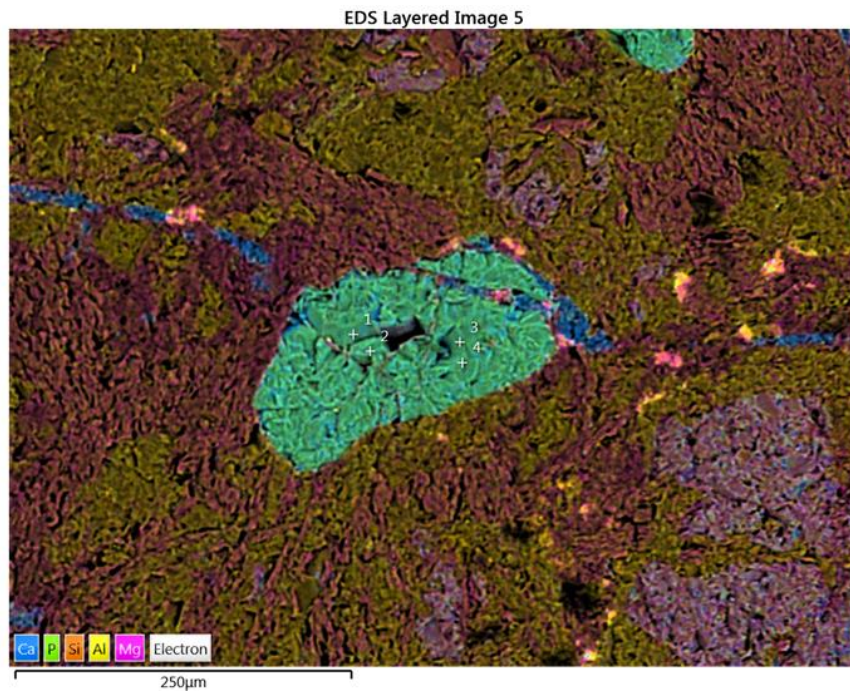


APÊNDICE C

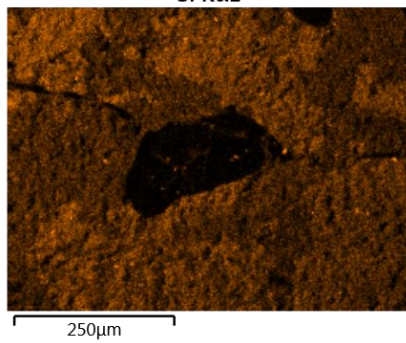
MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

Amostra TAJ-19 - Diopsidito

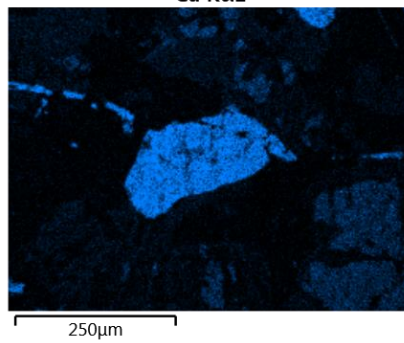
Sítio (Cristal) 1



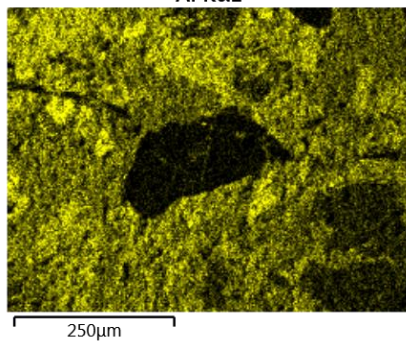
Si K α 1



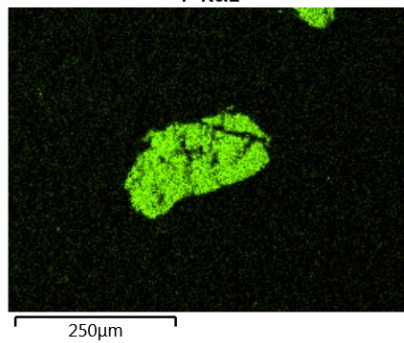
Ca K α 1

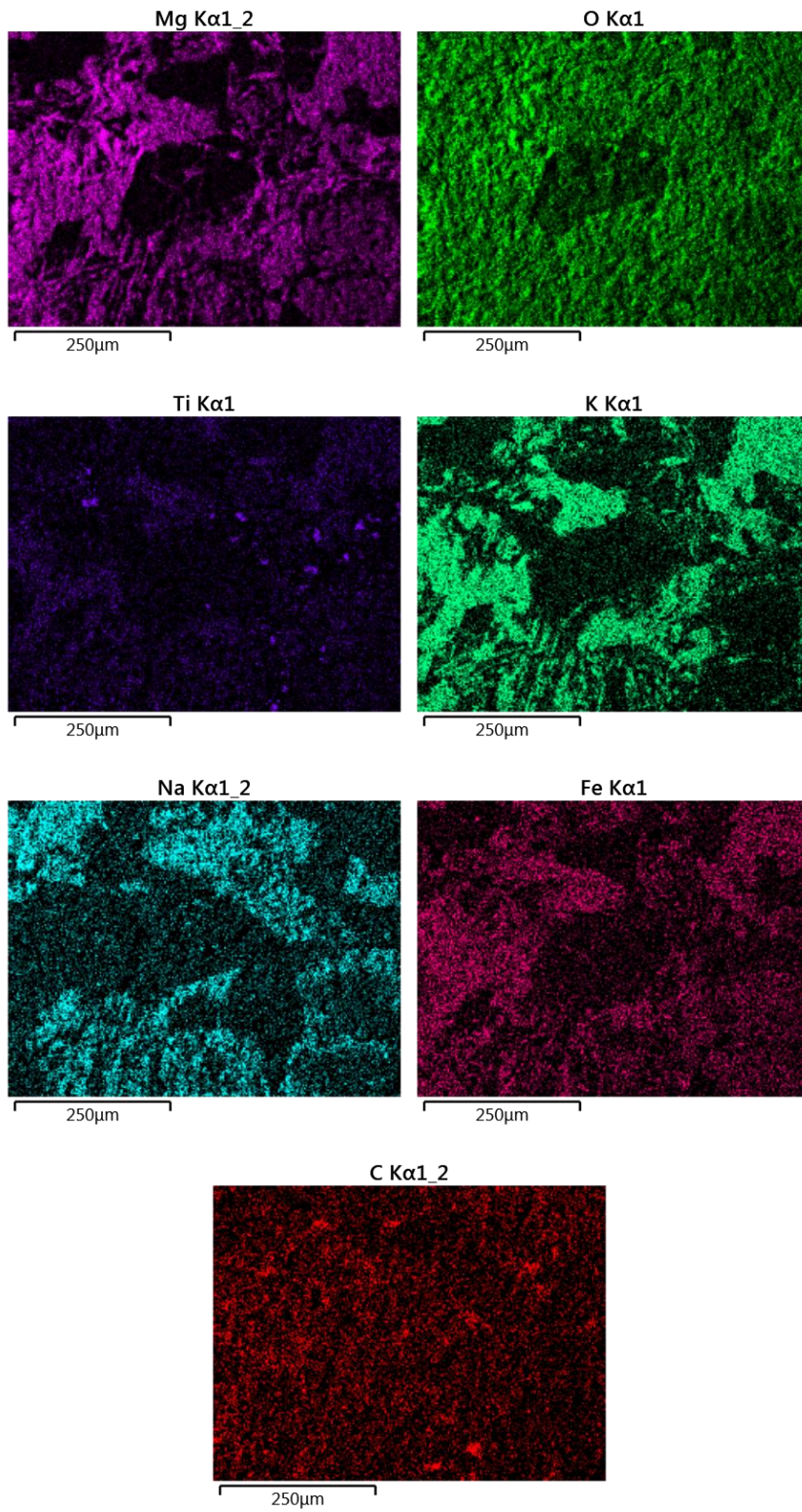


Al K α 1

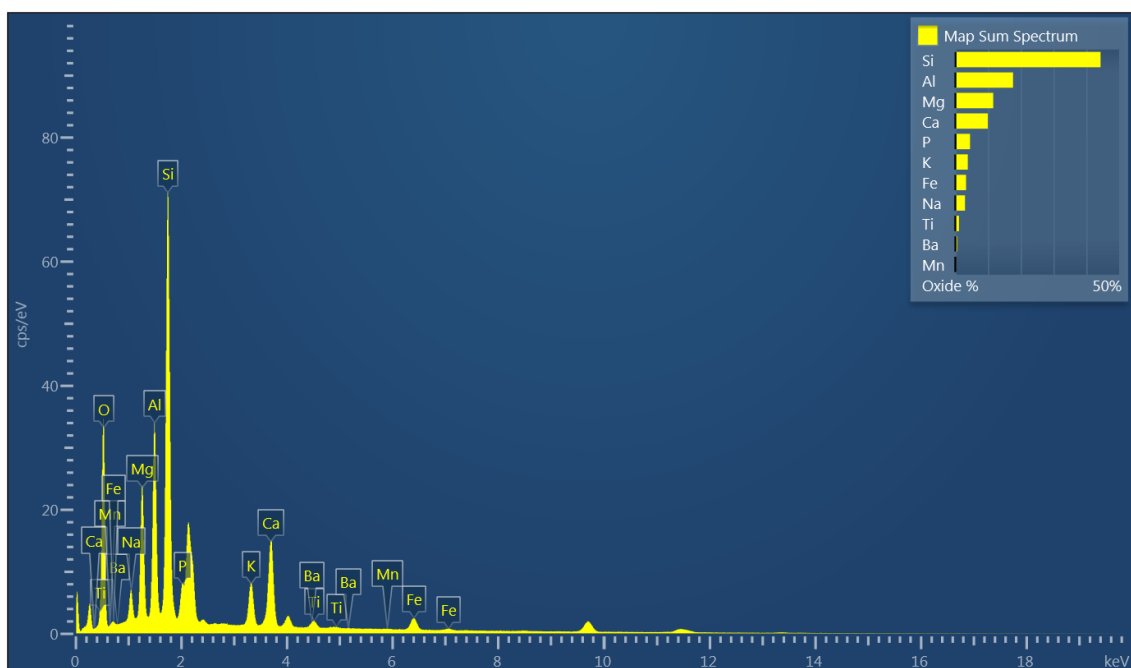


P K α 1



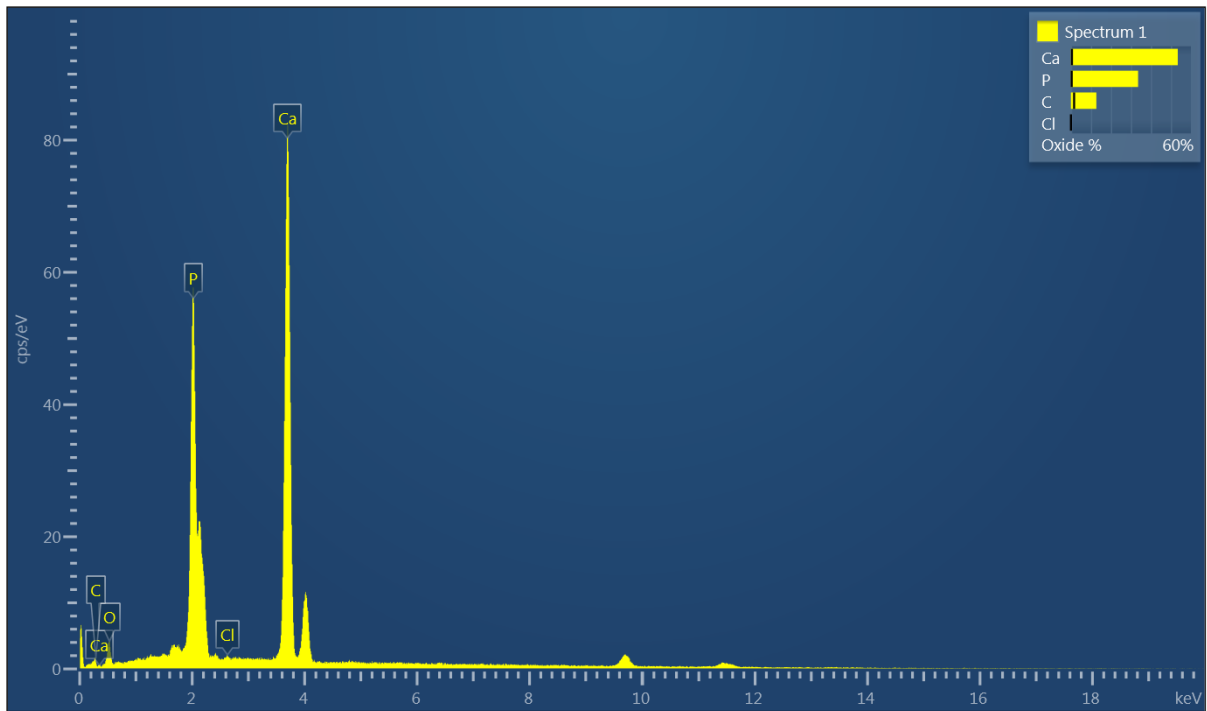


Análise pontual 1



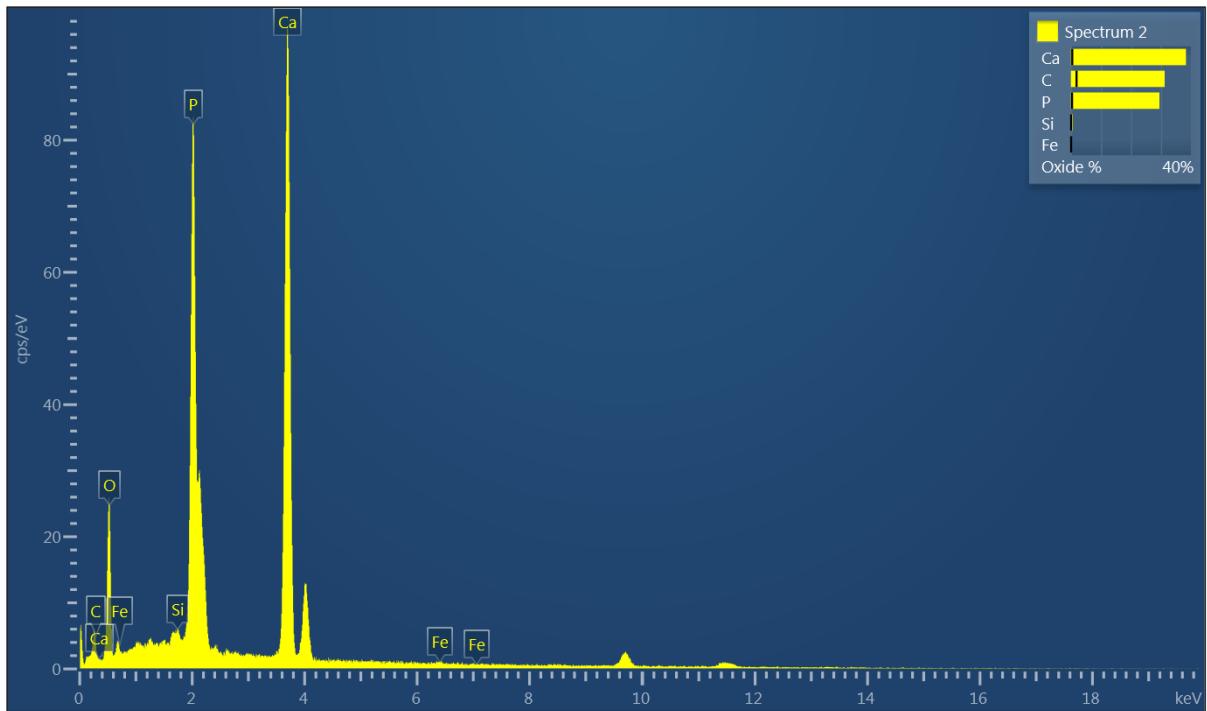
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O									
Na	K series	0.81	0.00342	Na ₂ O	2.98	0.04	Albite	Yes	
Mg	K series	2.35	0.01561	MgO	11.60	0.06	MgO	Yes	
Al	K series	3.30	0.02372	Al ₂ O ₃	17.63	0.07	Al ₂ O ₃	Yes	
Si	K series	7.41	0.05875	SiO ₂	44.34	0.11	SiO ₂	Yes	
P	K series	0.92	0.00512	P ₂ O ₅	4.53	0.08	GaP	Yes	
K	K series	1.39	0.01177	K ₂ O	3.83	0.03	KBr	Yes	
Ca	K series	3.08	0.02756	CaO	9.95	0.05	Wollastonite	Yes	
Ti	K series	0.25	0.00251	TiO ₂	1.14	0.04	Ti	Yes	
Mn	K series	0.03	0.00034	MnO	0.12	0.03	Mn	Yes	
Fe	K series	1.00	0.01002	FeO	3.31	0.05	Fe	Yes	
Ba	L series	0.18	0.00171	BaO	0.58	0.07	BaF ₂	Yes	
Total:					100.00				

Análise pontual 2



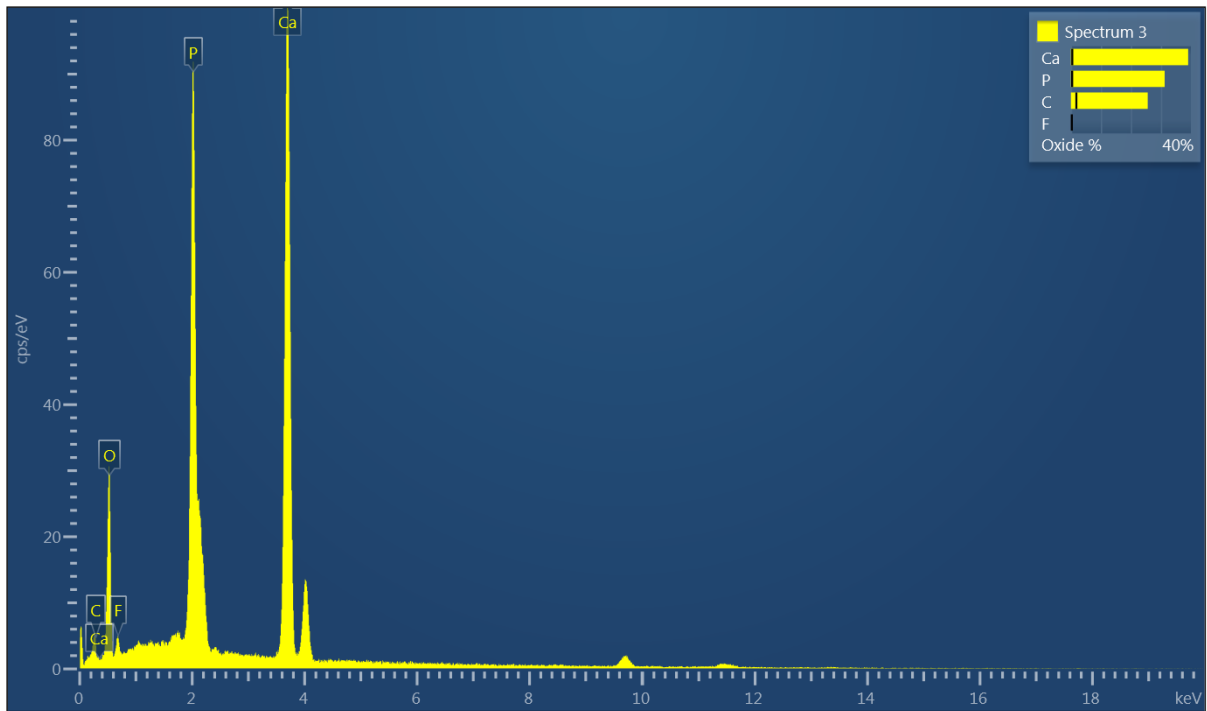
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.19	0.00189	CO2	12.75	1.62	C Vit	Yes	
O									
P	K series	9.67	0.05407	P2O5	33.64	0.42	GaP	Yes	
Cl	K series	0.07	0.00062		0.00	0.04	NaCl	Yes	
Ca	K series	17.70	0.15819	CaO	53.44	0.52	Wollastonite	Yes	
Total:					99.83				

Análise pontual 3



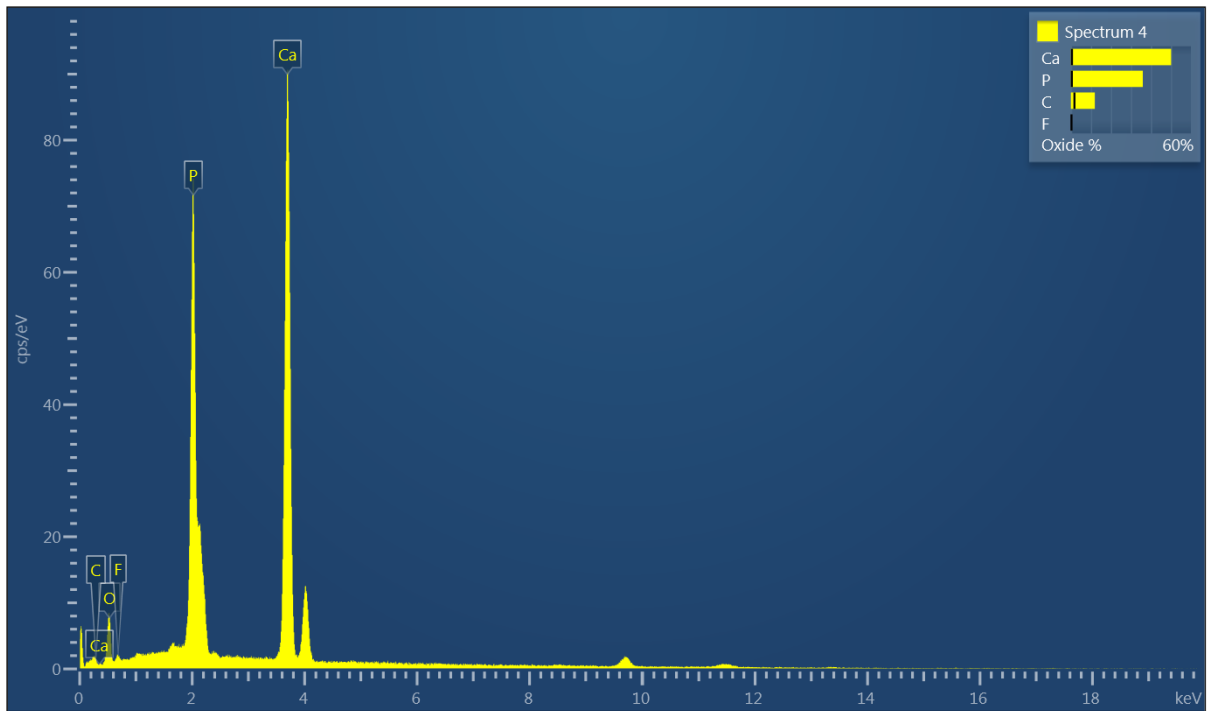
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.82	0.00820	CO2	31.26	1.90	C Vit	Yes	
O									
Si	K series	0.20	0.00158	SiO2	0.61	0.09	SiO2	Yes	
P	K series	13.96	0.07806	P2O5	29.50	0.41	GaP	Yes	
Ca	K series	21.02	0.18783	CaO	38.36	0.45	Wollastonite	Yes	
Fe	K series	0.14	0.00135	FeO	0.27	0.09	Fe	Yes	
Total:					100.00				

Análise pontual 4



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.68	0.00676	CO2	25.62	1.83	C Vit	Yes	
O									
F	K series	1.43	0.00281		0.00	0.33	CaF2	Yes	
P	K series	15.46	0.08645	P2O5	31.27	0.42	GaP	Yes	
Ca	K series	22.38	0.19994	CaO	39.10	0.45	Wollastonite	Yes	
Total:					95.99				

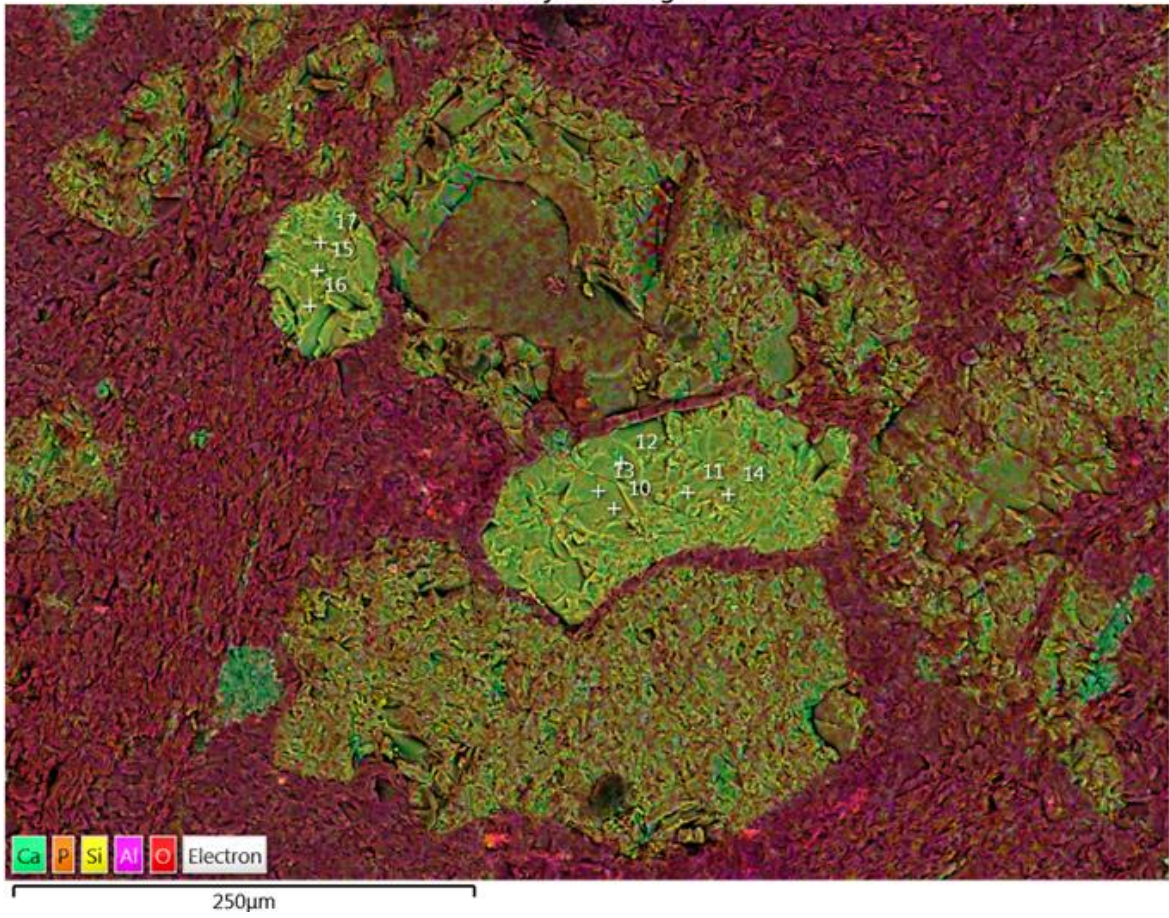
Análise pontual 5



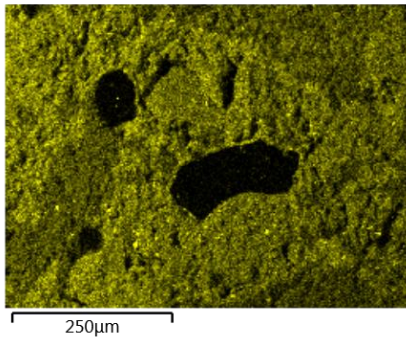
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.20	0.00202	CO2	12.00	1.77	C Vit	Yes	
O									
F	K series	0.45	0.00088		0.00	0.31	CaF2	Yes	
P	K series	12.21	0.06831	P2O5	35.97	0.47	GaP	Yes	
Ca	K series	19.60	0.17510	CaO	50.15	0.55	Wollastonite	Yes	
Total:					98.12				

Sítio (cristal) 2

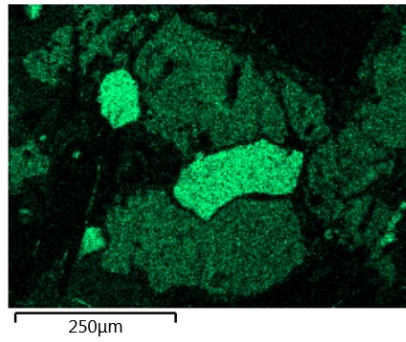
EDS Layered Image 7



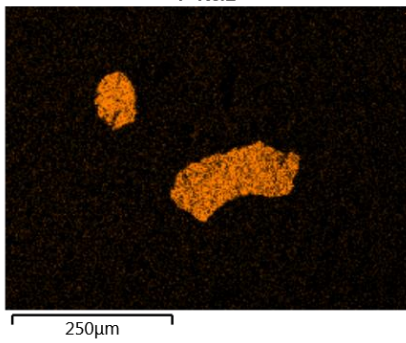
Si Kα1



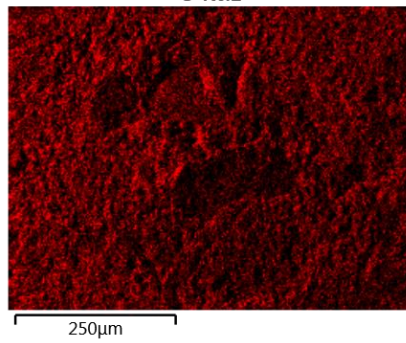
Ca Kα1

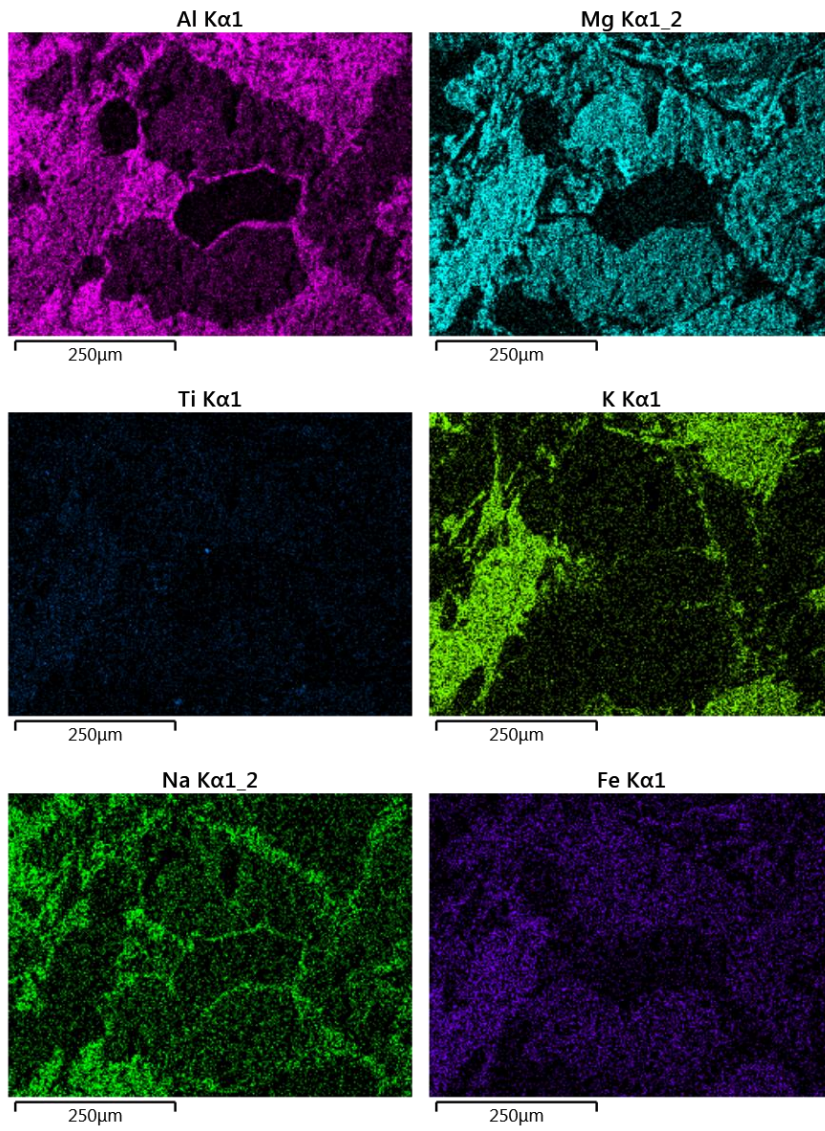


P Kα1

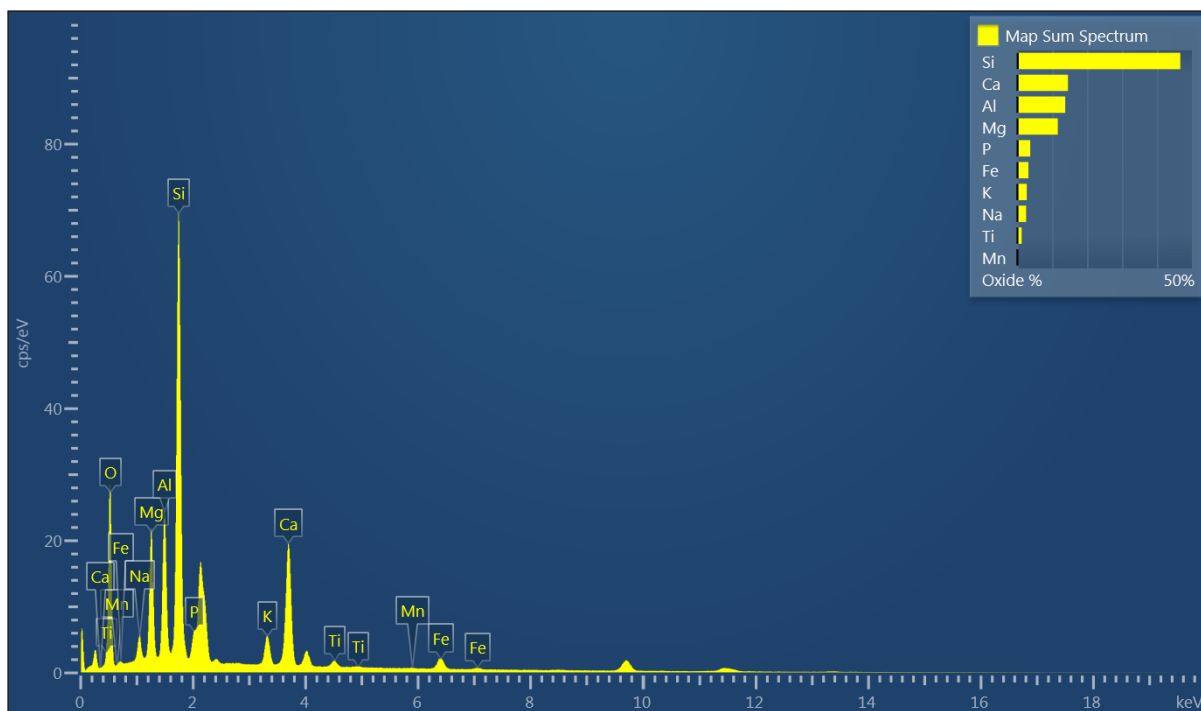


O Kα1



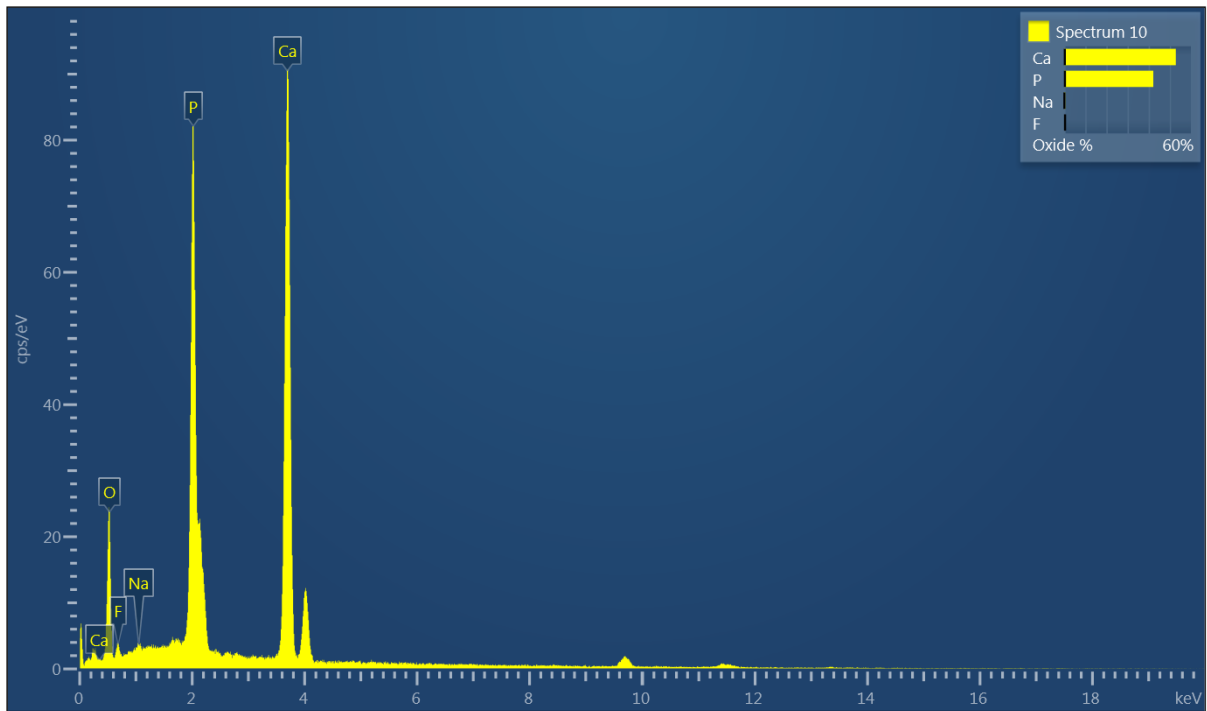


Análise pontual 1



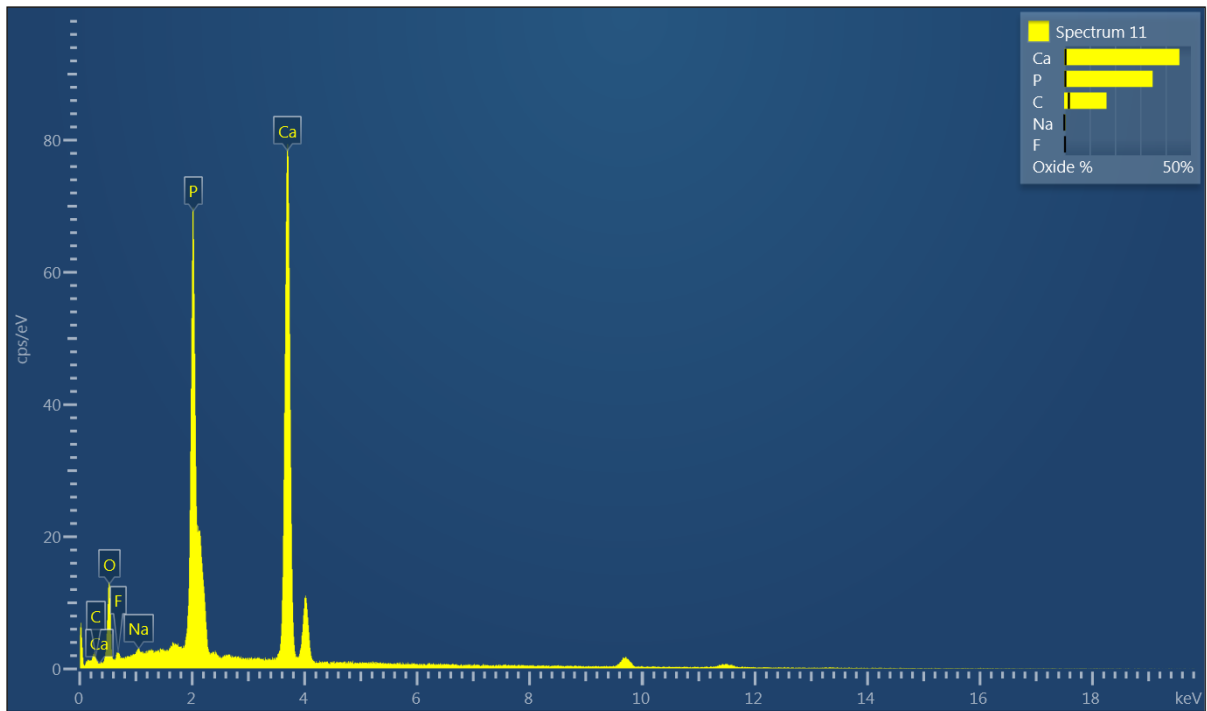
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O									
Na	K series	0.61	0.00258	Na ₂ O	2.52	0.05	Albite	Yes	
Mg	K series	2.12	0.01404	MgO	11.59	0.07	MgO	Yes	
Al	K series	2.32	0.01666	Al ₂ O ₃	13.72	0.07	Al ₂ O ₃	Yes	
Si	K series	7.23	0.05729	SiO ₂	46.67	0.12	SiO ₂	Yes	
P	K series	0.68	0.00382	P ₂ O ₅	3.72	0.10	GaP	Yes	
K	K series	0.89	0.00755	K ₂ O	2.70	0.03	KBr	Yes	
Ca	K series	4.09	0.03651	CaO	14.51	0.06	Wollastonite	Yes	
Ti	K series	0.25	0.00247	TiO ₂	1.24	0.04	Ti	Yes	
Mn	K series	0.03	0.00031	MnO	0.12	0.04	Mn	Yes	
Fe	K series	0.87	0.00870	FeO	3.19	0.06	Fe	Yes	
Total:					100.00				

Análise pontual 2



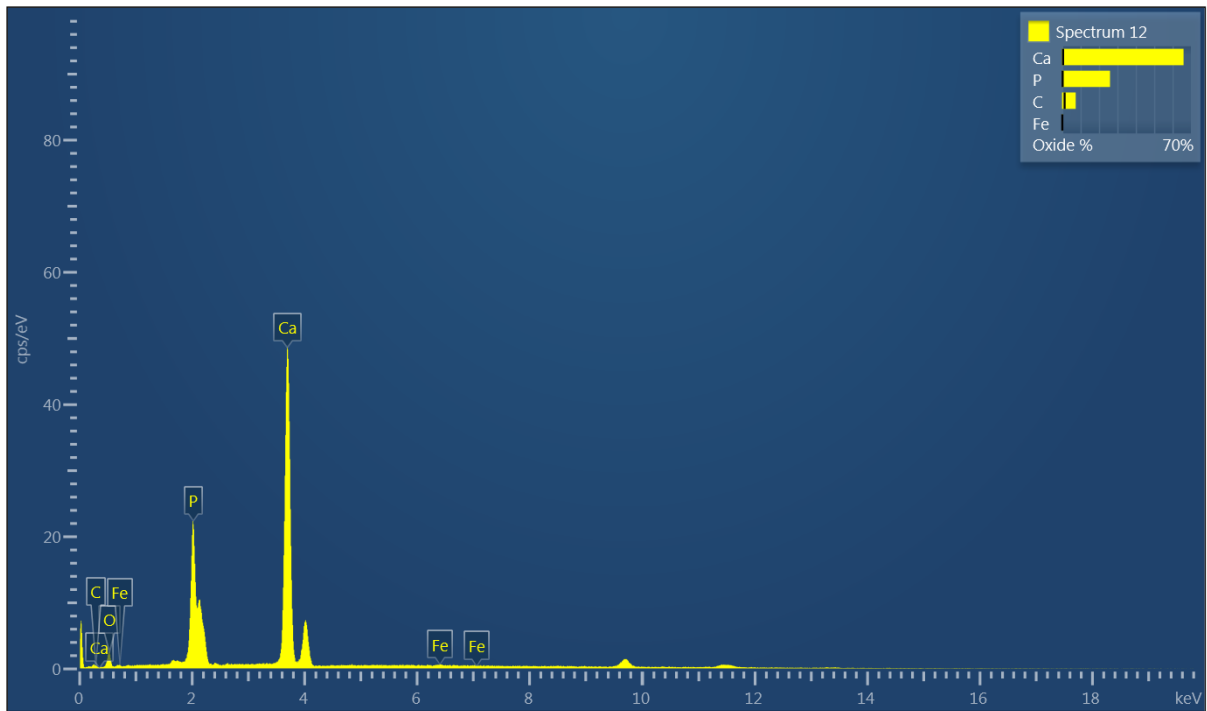
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O									
F	K series	1.05	0.00206		0.00	0.41	CaF2	Yes	
Na	K series	0.13	0.00054	Na2O	0.50	0.13	Albite	Yes	
P	K series	13.81	0.07722	P2O5	42.23	0.38	GaP	Yes	
Ca	K series	19.82	0.17708	CaO	52.89	0.33	Wollastonite	Yes	
Total:					95.62				

Análise pontual 3



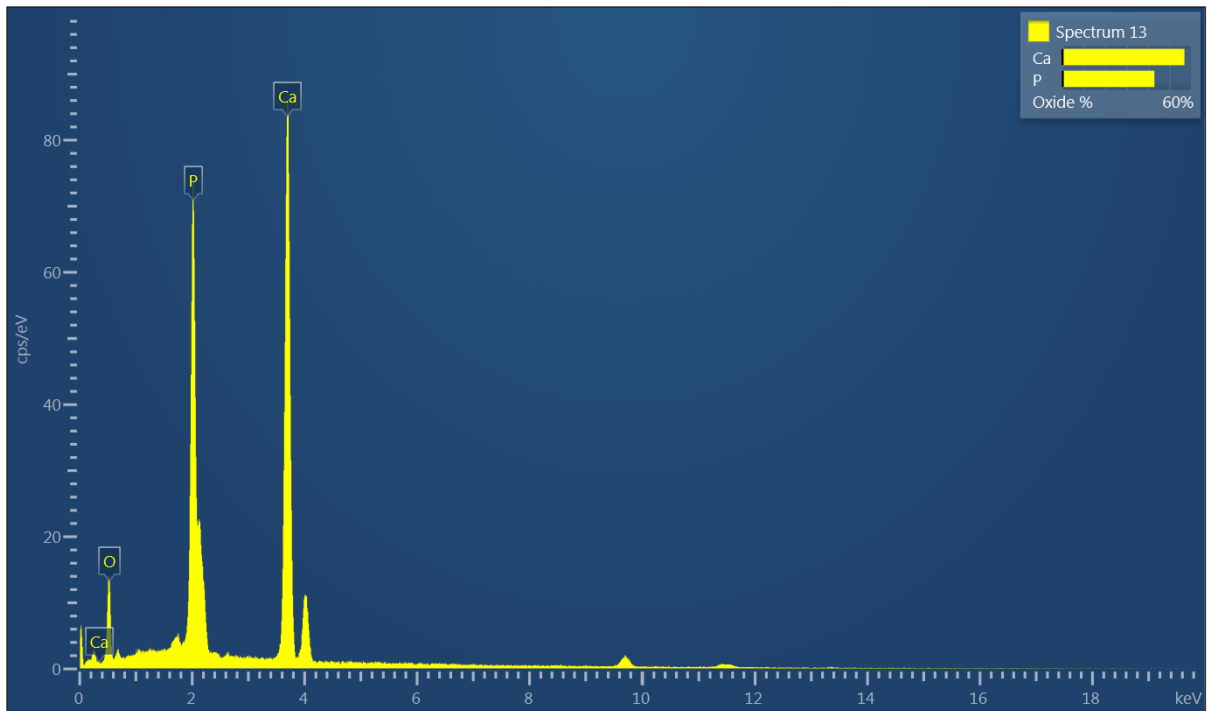
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.28	0.00278	CO2	16.72	1.88	C Vit	Yes	
O									
F	K series	0.56	0.00111		0.00	0.33	CaF2	Yes	
Na	K series	0.12	0.00052	Na2O	0.47	0.11	Albite	Yes	
P	K series	11.57	0.06473	P2O5	34.94	0.48	GaP	Yes	
Ca	K series	17.37	0.15522	CaO	45.48	0.53	Wollastonite	Yes	
Total:					97.61				

Análise pontual 4



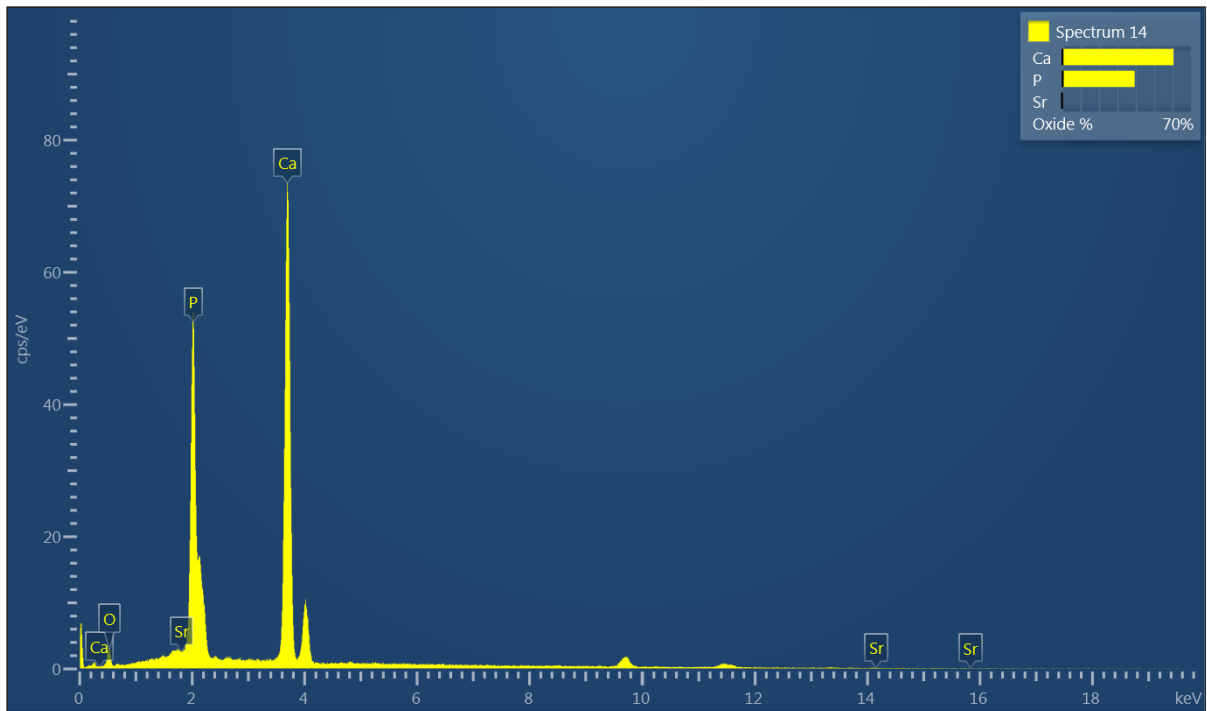
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.06	0.00062	CO2	7.43	1.38	C Vit	Yes	
O									
P	K series	3.63	0.02028	P2O5	26.07	0.35	GaP	Yes	
Ca	K series	10.79	0.09641	CaO	66.03	0.55	Wollastonite	Yes	
Fe	K series	0.07	0.00069	FeO	0.48	0.14	Fe	Yes	
Total:					100.00				

Análise pontual 5



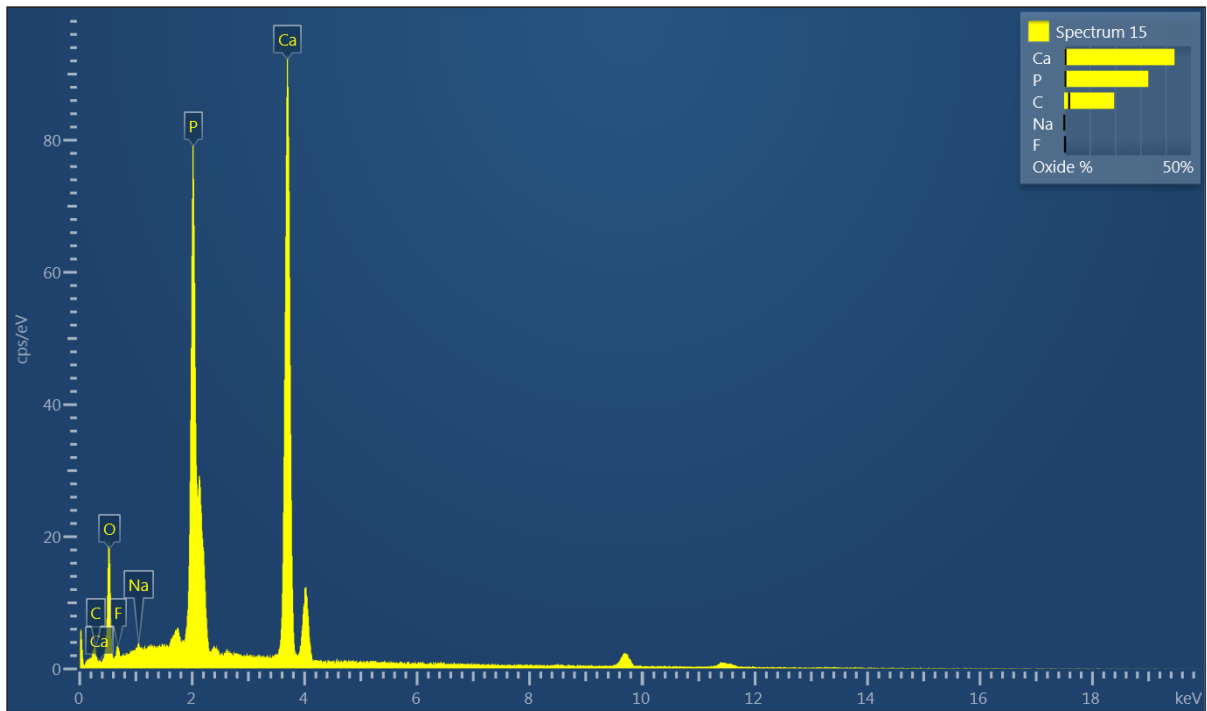
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O									
P	K series	12.28	0.06867	P2O5	42.99	0.35	GaP	Yes	
Ca	K series	18.54	0.16566	CaO	57.01	0.25	Wollastonite	Yes	
Total:					100.00				

Análise pontual 6



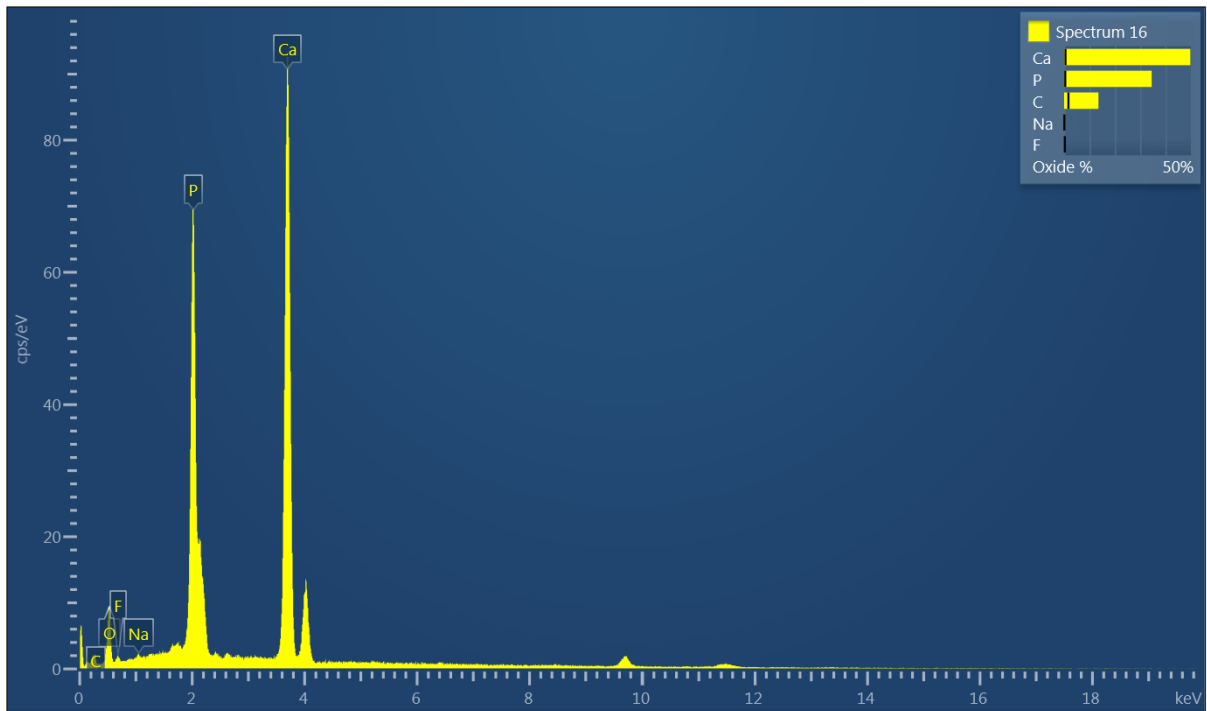
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
O									
P	K series	9.02	0.05046	P2O5	39.45	0.33	GaP	Yes	
Ca	K series	15.88	0.14191	CaO	60.55	0.24	Wollastonite	Yes	
Sr	L series	0.00	0.00000	SrO	0.00	0.00	SrF2	Yes	
Total:					100.00				

Análise pontual 7



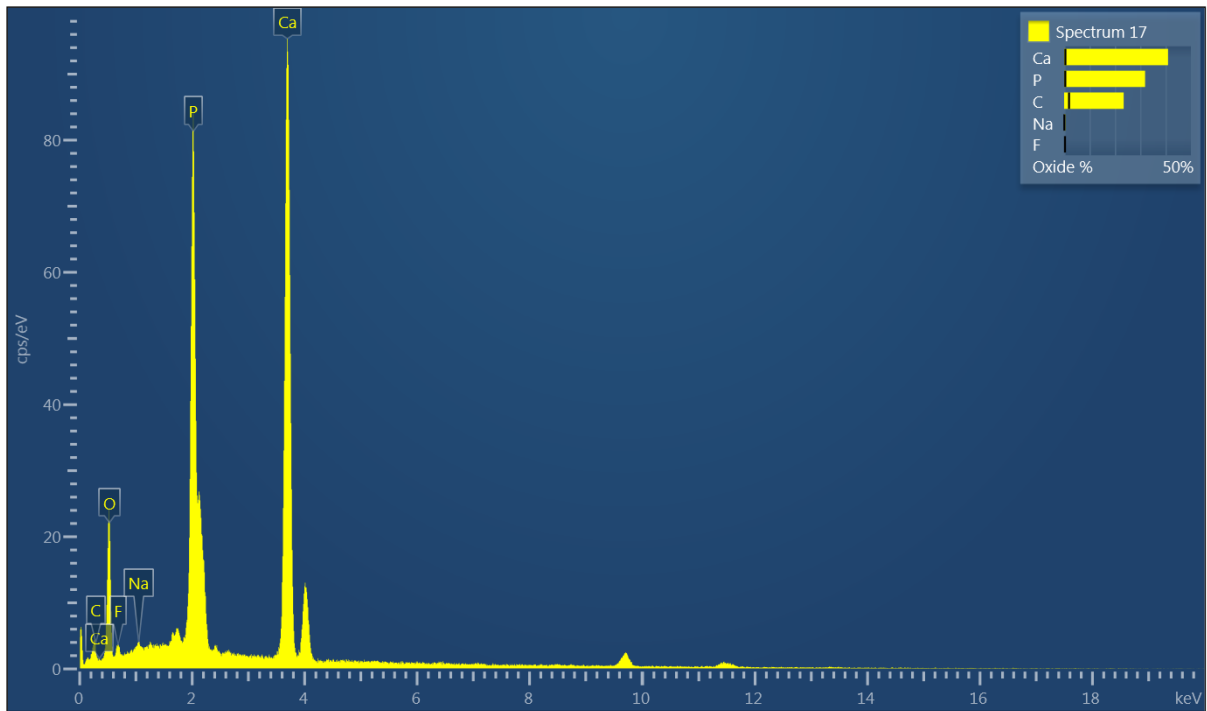
Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.41	0.00406	CO2	19.72	1.97	C Vit	Yes	
O									
F	K series	0.89	0.00175		0.00	0.34	CaF2	Yes	
Na	K series	0.14	0.00058	Na2O	0.44	0.11	Albite	Yes	
P	K series	13.23	0.07400	P2O5	33.18	0.48	GaP	Yes	
Ca	K series	20.08	0.17938	CaO	43.54	0.53	Wollastonite	Yes	
Total:					96.88				

Análise pontual 8



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.24	0.00239	CO2	13.55	1.68	C Vit	Yes	
O									
F	K series	0.44	0.00086		0.00	0.28	CaF2	Yes	
Na	K series	0.09	0.00039	Na2O	0.34	0.09	Albite	Yes	
P	K series	11.99	0.06709	P2O5	34.54	0.43	GaP	Yes	
Ca	K series	19.96	0.17830	CaO	49.78	0.52	Wollastonite	Yes	
Total:					98.20				

Análise pontual 9



Element	Line Type	Apparent Concentration	k Ratio	Oxide	Oxide %	Oxide % Sigma	Standard Label	Factory Standard	Standard Calibration Date
C	K series	0.54	0.00541	CO2	23.51	1.92	C Vit	Yes	
O									
F	K series	0.95	0.00187		0.00	0.33	CaF2	Yes	
Na	K series	0.17	0.00070	Na2O	0.48	0.10	Albite	Yes	
P	K series	13.94	0.07798	P2O5	31.96	0.45	GaP	Yes	
Ca	K series	20.71	0.18505	CaO	41.01	0.50	Wollastonite	Yes	
Total:					96.96				

REGRAS DE FORMATAÇÃO DA REVISTA GEOLOGIA USP (UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO)

1. PÁGINA DE ROSTO – deverá conter: três títulos, em português, em inglês e título curto no idioma principal do manuscrito com no máximo 50 caracteres, contando os espaços; nome completo e instituição de origem dos autores; endereço completo **do autor principal** (logradouro, CEP, cidade, estado, país, caixa postal e telefone para contato), e-mail de todos os autores; número de palavras; total de figuras e de tabelas.

2. RESUMO E ABSTRACT – em um único parágrafo, devem ser concisos, com no máximo 270 palavras. Textos mais longos devem vir acompanhados de justificativa circunstanciada.

3. PALAVRAS-CHAVE E KEYWORDS – máximo seis, separadas por ponto e vírgula, com a primeira letra em maiúscula. Ex.: Bacia do Araripe; Quaternário; Fácies; Depósitos magmáticos.

Os descritores em inglês devem acompanhar os termos em português.

4. TEXTO PRINCIPAL – poderá ser redigido em português ou inglês. Elaborar em Word, fonte Times New Roman, tamanho 12, espaço simples. **O tamanho máximo aceito para publicação é de 25 páginas, incluindo texto, resumo, abstract, tabelas, figuras e referências bibliográficas.** Trabalhos mais longos podem ser aceitos desde que argumentos científicos que os justifiquem sejam apresentados e aceitos.

a) Na fase de submissão, inserir numeração de páginas, bem como as figuras, tabelas, legendas e referências.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as figuras, tabelas e legendas devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das figuras e tabelas.

5. TÍTULOS

a) Título do artigo:

Título principal – **Negrito, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais.**

Título em inglês – *Itálico, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).*

Título curto - Caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito /sem itálico).

b) Títulos e subtítulos no interior do artigo:

NÍVEL 1 – NEGRITO, CAIXA ALTA.

Nível 2 – **Negrito, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais.**

Nível 3 – *Itálico, caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).*

Nível 4 – Caixa alta na primeira letra da primeira palavra e caixa baixa nas demais (sem negrito).

6. TABELAS E QUADROS – considerar quadro como tabela. Elaborar em Word, no modo “tabela”, com formato aberto, fonte Arial, tamanho 8. Obedecer as medidas: 8,2 cm (uma coluna) ou 17 cm (duas colunas), comprimento máximo de 22 cm, incluindo a legenda. Tabelas muito extensas deverão ser divididas.

a) Na fase de submissão, inserir as tabelas no texto, juntamente com a legenda, com a devida numeração sequencial.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as tabelas devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das tabelas.

c) Legendas: fonte Times New Roman, tamanho 12. (sem itálico)

7. ILUSTRAÇÕES – mapas, fotos, figuras, gráficos, pranchas, fotomicrografias etc., considerar como figuras. Utilizar fonte Arial, tamanho 9. Obedecer as medidas: 8,2 cm (uma coluna) ou 17 cm (duas colunas), comprimento máximo de 22 cm, incluindo a legenda.

a) Na fase de submissão, inserir as figuras no texto, juntamente com a legenda, com a devida numeração sequencial.

b) Quando o artigo estiver devidamente aprovado para publicação, as figuras devem ser retiradas do texto. Enviá-las separadamente e numeradas, cada uma num arquivo. **Deverão estar em formato JPEG, TIFF ou EPS, com resolução mínima de 300 dpi.** As legendas devem vir em um único arquivo, separadas das figuras.

c) Legendas: fonte Times New Roman, tamanho 12. (sem itálico)

8. CITAÇÕES NO TEXTO – exemplos de citação direta / citação indireta:

a) Um autor

Santos (1980) / (Santos, 1980)

b) Dois autores

Norton e Long (1995) / (Norton e Long, 1980)

c) Mais de dois autores

Moorbath et al. (1992) / (Moorbath et al., 1992)

d) Congressos, conferências, seminários etc.

... no Congresso Brasileiro de Geologia (1984) / (Congresso Brasileiro de Geologia, 1984)

e) Vários trabalhos de diferentes autores

Smith (1985), Rose e Turner (1986) e Johnson et al. (1990) / (Smith, 1985; Rose e Turner, 1986; Johnson et al., 1990)

f) Citação de vários trabalhos de um mesmo autor

Smith (1979a, 1979b, 1981) / (Smith, 1979a, 1979b, 1981)

9. REFERÊNCIAS – listar no final do texto, em ordem alfabética de autores e, dentro dessa sequência, em ordem cronológica. **A exatidão das referências bibliográficas é de inteira responsabilidade dos autores.**

EXEMPLOS DE REFERÊNCIAS:

a) Livro com um autor

Middlemost, E. A. K. (1997). *Magmas, rocks and planetary development: A Survey of Magma/Igneous Rock Systems*. Harlow: Longman.

b) Livro com dois autores

Anderson, M. P., Woessner, W. W. (1992). *Applied groundwater modeling. Simulation of low and advective transport*. San Diego: Academic Press.

c) Livro com três ou mais autores

Harland, W. B., Armstrong, R. L., Cox, A. L. V., Craig, L. E., Smith, A., Smith, D. (1989). *A geologic time scale* (2nd ed.). Cambridge: Cambridge University Press.

d) Capítulo de livro

Almeida, F. F. M., Amaral, G., Cordani, U. G., Kawashita, K. (1973). The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of Amazonas River. In: A. E. Nairn, F. G. Stille (Eds.), *The ocean basin and margins*, 1, 411-446. New York: Plenum.

(Exemplo de Publicação seriada)

L. Harris, N. , Pearce, J. , Tindle, A. (1986). Geochemical collision-zone magmatism. In: Coward M. P., Ries A. C. (ed.) *Collision tectonics*. 67-81. London: Geological Society. (Geological Society Special Publication, 19).

e) Artigo de periódico

Caffe, P. J., Soler, M. M., Coira, B. L., Cordani, U. G., Onoe, A. T. (2008). The granada ignimbrite: a compound pyroclastic unit and its relationship with upper miocene caldera volcanism in the northern Puna. *Journal of South American Earth Science*, 25(4), 464-484.

f) Trabalho apresentado em evento

Danni, J. C. M., Ribeiro, C. C. (1978). Caracterização estratigráfica da sequência vulcano-sedimentar de Pilar de Goiás e de Guarinos, Goiás. *XXX Congresso Brasileiro de Geologia*, 2, 582-596. Recife: SBG.

g) Mapa

Inda, H. A. W., Barbosa, J. F. (1978). *Mapa Geológico do Estado da Bahia*. Escala 1:1.000.000. Salvador: Secretaria de Minas e Energia do Estado da Bahia/ CBPM.

h) Teses e Dissertações

Petta, A. R. (1995). *Estudo geoquímico e relações petrogenéticas do batólito múltiplo composto São Vicente/ Caicó (RN-Brasil)*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas – UNESP.

i) Documentos em meio eletrônico

Livro

Sharkov, E. (2012). *Tectonics: Recent Advances*. Croatia: InTech, <<http://www.intechopen.com/books/tectonics-recent-advances>>.

Artigo de periódico

Soares, E. A., Tatumi, S. H. (2010). OSL age determinations of pleistocene fluvial deposits in Central Amazonia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 82(3), 691-699. Acesso em 14 de fevereiro de 2011, <<http://www.scielo.br/pdf/aabc/v82n3/17.pdf>>.

Trabalho apresentado em evento

Souza-Lima, W., Farias, R. M. (2007). A flora quaternária dos travertinos de Itabaiana, Sergipe. *PALEO 2007* (p. 7). Itabaiana: SBP. Acesso em 18 de dezembro de 2008, <http://www.phoenix.org.br/Paleo2007_Boletim.pdf>.

j) Com numeração DOI

Livro

Zavattini, J. A. (2009). *As chuvas e as massas de ar no estado de Mato Grosso do Sul: estudo geográfico com vista à regionalização climática*.

<https://doi.org/10.7476/9788579830020>.

Artigo de periódico

Evandro, L., Kleina, E. L., Rodrigues, J. B., Lopesa, E. C. S., Gilvana, L. Soledade, G. L. (2012). Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic-Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: Geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, 220-221, 192-216.

<https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.08.007>.



ANEXO B
COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO


Submissões

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA
DOS MÁRMORES E ROCHAS CALCISSILICÁTICAS DO VALE
DO JACURICI - BA: CONDIÇÕES PALEOAMBIENTAIS E
PROCESSOS FOSFOGENÉTICOS**

Mariana Andriotti Gama, Aroldo ...

[Submissão](#)[Avaliação](#)[Edição de Texto](#)[Editoração](#)**Arquivos da Submissão**[Q Buscar](#)

- ▶  366746-1 [mariandriotti, ARTIGO](#) Texto do artigo
[MARIANA - VERSÃO FINAL.docx](#)
- ▶  367658-1 [publigc, 161794-](#) Texto do artigo
[para_aval.pdf](#)

[Baixar Todos os Arquivos](#) Carregando ...