



UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO
ESCOLA DE MINAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA



TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

PETROGÊNESE E CONDIÇÕES DE FUGACIDADE DE OXIGÊNIO DA
SUÍTE ALTO MARANHÃO, CINTURÃO MINEIRO: UMA ANÁLISE
FUNDAMENTADA NA ASSEMBLEIA DE MINERAIS OPACOS

Maria Carolina Rodrigues Marcussi

MONOGRAFIA n° 454

Ouro Preto, novembro de 2022

**PETROGÊNESE E CONDIÇÕES DE FUGACIDADE DE
OXIGÊNIO DA SUÍTE ALTO MARANHÃO, CINTURÃO
MINEIRO: UMA ANÁLISE FUNDAMENTADA NA
ASSEMBLEIA DE MINERAIS OPACOS**



FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO

Reitora

Prof.^a Dr.^a Cláudia Aparecida Marlière de Lima

Vice-Reitor

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

Pró-Reitora de Graduação

Prof.^a Dr.^a Tânia Rossi Garbin

ESCOLA DE MINAS

Diretor

Prof. Dr. José Alberto Naves Cocota Júnior

Vice-Diretor

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

Chefe

Prof. Msc. Edison Tazava

Vice-chefe

Prof.^a Dr.^a Maria Augusta Gonçalves Fujaco

MONOGRAFIA

Nº 454

**PETROGÊNESE E CONDIÇÕES DE FUGACIDADE DE
OXIGÊNIO DA SUÍTE ALTO MARANHÃO, CINTURÃO
MINEIRO: UMA ANÁLISE FUNDAMENTADA NA ASSEMBLEIA
DE MINERAIS OPACOS**

Maria Carolina Rodrigues Marcussi

Orientadora

Prof.^a Dr.^a Cristiane Paula de Castro Gonçalves

Co-Orientador

Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2022/1.

OURO PRETO

2022

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

M322p Marcussi, Maria Carolina Rodrigues.

Petrogênese e condições de fugacidade de oxigênio da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro [manuscrito]: uma análise fundamentada na assembleia de minerais opacos. / Maria Carolina Rodrigues Marcussi. - 2022.

55 f.

Orientadora: Profa. Dra. Cristiane Paula de Castro Gonçalves.

Coorientador: Prof. Dr. Leonardo Eustáquio da Silva Gonçalves.

Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto. Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Petrologia. 2. Petrogênese. 3. Mineralogia - Classificação - Minerais opacos. 4. Rochas ígneas - Granitoides. 5. Termodinâmica - Fugacidade. I. Gonçalves, Cristiane Paula de Castro. II. Gonçalves, Leonardo Eustáquio da Silva. III. Universidade Federal de Ouro Preto. IV. Título.

CDU 552.31:553.08

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



FOLHA DE APROVAÇÃO

Maria Carolina Rodrigues Marcussi

Petrogênese e condições de fugacidade de oxigênio da suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro: uma análise fundamentada na assembleia de minerais opacos

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para obtenção do título de Engenheira Geóloga

Aprovada em 23 de novembro de 2022

Membros da banca

Profa. Dra. Cristiane Castro Gonçalves - Orientadora - Universidade Federal de Ouro Preto
Prof. Msc - Edison Tazava - Universidade Federal de Ouro Preto
Prof. Dr. Samuel Moreira Bersan - Universidade do Estado do Rio de Janeiro

Profa. Cristiane Castro Gonçalves, orientadora do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 02/12/2022



Documento assinado eletronicamente por **Cristiane Paula de Castro Gonçalves, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 05/12/2022, às 14:38, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0, informando o código verificador **0437462** e o código CRC **6851F284**.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, que foi meu sustento ao longo dessa caminhada, permitindo que eu passasse por momentos turbulentos, mas sem desistir nunca do sonho de concluir a graduação.

Aos meus pais, Haidée e Marcussi, pelo apoio na escolha da Geologia, e por todo suporte durante os anos vividos em Ouro Preto. Ao meu irmão Bernardo pelas mensagens de carinho, e momentos de descontração. À minha prima Gabi pela amizade ao longo desses anos.

Aos amigos que fiz em Ouro Preto, por todo companheirismo e momentos de alegria proporcionados por conversas, surpresas e festas.

À república Rosa Xoque, minha eterna casa em Ouro Preto, por me acolher ao longo desses cinco anos, e me mostrar que família nem sempre precisa de laços de sangue.

Aos professores do DEGEO, essenciais à minha formação, por todo conhecimento compartilhado, e por mostrarem que a vida na Geologia é incrível demais!

Ao Laboratório de Microscopia e Microanálises da Escola de Minas/DEGEO pelas análises realizadas, e ao Núcleo de Estudos Microtectônicos por todos os momentos de discussão, em especial aos professores Cristiane e Leonardo por todo apoio ao longo da construção deste TCC!

A todos os demais que fizeram parte dessa história, seja direta ou indiretamente, muito obrigada!

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	ix
SUMÁRIO	xi
LISTA DE FIGURAS	xiii
LISTA DE TABELAS	xv
RESUMO	xvii
ABSTRACT	xix
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO.....	1
1.3 OBJETIVOS.....	2
1.4 JUSTIFICATIVA	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
1.5.1 Revisão bibliográfica.....	3
1.5.2 Análise de amostras.....	3
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	5
2.1 O CINTURÃO MINEIRO.....	5
2.2 A SUÍTE ALTO MARANHÃO	7
2.3 MINERAIS OPACOS EM ROCHAS ÍGNEAS	9
3 RESULTADOS	19
3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DOS MINERAIS OPACOS DA SUÍTE ALTO MARANHÃO	19
3.1.1 Minerais translúcidos.....	19
3.1.2 Minerais opacos.....	22
4 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	35
4.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA	35
4.2 MINERAIS OPACOS E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS MAGMAS GERADORES DA SUÍTE ALTO MARANHÃO	37
4.2.1 Ilmenita	37
4.2.2 Sulfetos.....	40
4.2.3 Anisotropia e suscetibilidade magnética.....	45
4.3 COMPARAÇÕES ENTRE A SUÍTE ALTO MARANHÃO E GRANITOIDES SEMELHANTES	47
5 CONCLUSÕES	49
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	51

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Localização da área de estudo com principais vias de acesso e indicação dos locais de amostragem.....	2
Figura 2.1 Mapa geológico simplificado com as unidades do Cinturão Mineiro, no contexto do Cráton São Francisco meridional	5
Figura 2.2 Modelo de organização no tempo dos diferentes arcos magmáticos que constituem o Cinturão Mineiro	6
Figura 2.3 Mapa geológico simplificado da região de estudo, com destaque para a Suíte Alto Maranhão	8
Figura 2.4 Diagrama binário indicando valores de temperatura (eixo x) e fugacidade de oxigênio (eixo y), dentro do equilíbrio magnetita-ilmenita, para pressão $P = 1\text{atm}$	10
Figura 2.5 Histograma indicando a porcentagem de minerais opacos em granitos da série da magnetita e da ilmenita (.....	11
Figura 2.6 Relação entre a mineralogia opaca e suscetibilidade magnética de alguns granitoides japoneses	12
Figura 2.7 Diagrama logarítmico de fO_2 versus T, indicando os campos de estabilidade de algumas assembleias.....	14
Figura 2.8 Grãos isolados de magnetita, por vezes associados à ilmenita	15
Figura 2.9 Ilmenita associada ao óxido de Fe-Ti	15
Figura 2.10 Diagrama logarítmico entre fugacidade de oxigênio ($\log fO_2$) e temperatura (T) para as Supersuítas G1 e G2, do Orógeno Araçuaí	16
Figura 2.11 Diagrama triangular TiO_2 -FeO- Fe_2O_3 indicando a série ilmenita-hematita.....	17
Figura 2.12 Diagramas composicionais binários propostos para explicar a geração dos óxidos de Fe-Ti.....	17
Figura 3.1 Feldspatos e quartzo presentes na Suíte Alto Maranhão.....	20
Figura 3.2 Biotita, hornblenda e minerais acessórios da Suíte Alto Maranhão	21
Figura 3.3 Sulfato de bário associado a mineral opaco	22

Figura 3.4 Relação entre amostras com minerais opacos primários e secundários	22
Figura 3.5 Grãos de ilmenita e suas associações	24
Figura 3.6 Ilmenita sendo substituída por titanita.....	24
Figura 3.7 Magnetita associada à hidróxido de Fe-Cu e sulfato de Ba.....	26
Figura 3.8 Associações e texturas da pirita.....	27
Figura 3.9 Associações da pirrotita.....	29
Figura 3.10 Pentlandita em lamelas associada à pirrotita	29
Figura 3.11 Espectros gerados pela análise por MEV-EDS na pirrotita (<i>spectrum</i> 34), e lamela de pentlandita (<i>spectrum</i> 35), notando a diferença composicional entre os sulfetos.....	30
Figura 3.12 Associações da calcopirita.....	31
Figura 3.13 Grão de esfalerita associado a outros sulfetos	32
Figura 4.1 Distribuição espacial das amostras, divididas em relação à presença de magnetita, ilmenita e sulfetos	36
Figura 4.2 Modelo de geração de granitos da série da magnetita e ilmenita em uma zona de subducção.....	39
Figura 4.3 Texturas envolvendo pirita e pirrotita	40
Figura 4.4 Relações entre magnetita, pirita e pirrotita em temperaturas acima de 675°C	42
Figura 4.5 Intervalo de estabilidade da assembleia de opacos da Suíte Alto Maranhão, em função da temperatura (T) e fugacidade de oxigênio (fO_2).....	43
Figura 4.6 Parte do sistema Fe-Ni-S, indicando a solução sólida pentlandita-pirrotita e suas reações a 300 °C.....	44
Figura 4.7 Relação entre suscetibilidade magnética e as séries da magnetita e ilmenita	46
Figura 5.1 Ordem de cristalização proposta para os minerais opacos da Suíte Alto Maranhão	50

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 Relação entre a composição química (em porcentagem de óxidos) de ilmenita, titanita e variações no teor de Ti.....	25
Tabela 3.2 Composição química (em porcentagem de óxido) de pirrotita alterada, lamelas e bordas presentes.....	28
Tabela 3.3 Composição química (em porcentagem de peso) da pirrotita e da pentlandita presentes na mineralogia da Suíte Alto Maranhão	30
Tabela 3.4 Composição química (em porcentagem de óxido) do hidróxido de Fe-Cu, e da magnetita associada	33

Resumo

O Cinturão Mineiro, localizado a sul do Quadrilátero Ferrífero, é composto de uma série de plutons graníticos de idades paleoproterozoicas. Alguns desses plutons compõem a Suíte Alto Maranhão, de característica metaluminosa, classificada no campo dos sanukitoides, sendo a suíte mais jovem até então datada no Cinturão Mineiro, com idade de cristalização ~2130Ma. Suas características geoquímicas relacionam a gênese dessas rochas à mesma de granitoides da série da ilmenita, embora sua mineralogia opaca não seja conhecida em detalhes. Nesse sentido, o presente trabalho realizou a caracterização mineralógica, textural e de química mineral dos minerais opacos da Suíte Alto Maranhão, como forma de obter maiores informações acerca das condições de cristalização dessas rochas. A partir de lâminas delgadas desses plutons foi possível definir que os minerais opacos fazem parte da mineralogia acessória dos granitoides, representando 3% ou menos de seu conteúdo mineral, e em alguns casos, sendo ausentes. A mineralogia opaca é composta de ilmenita, magnetita, pirrotita, pirita, calcopirita, pentlandita e esfalerita, enquanto a mineralogia translúcida é constituída de plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, hornblenda, titanita, apatita, zircão e alanita. A magnetita está presente em apenas duas amostras (LS-200B e IN-17) e em baixa porcentagem, de forma que a classificação das rochas da Suíte Alto Maranhão pode ser definida como pertencente à série da ilmenita. Com esta classificação, foi definido que o intervalo de fO_2 envolvido na cristalização das rochas abrange valores menores que 10^{-15} bars. A temperatura de cristalização se situa entre 660°C e 742°C, devido à coexistência de pirita e pirrotita. O magma gerador dessas rochas possui inicialmente um caráter oxidante e maiores valores de fO_2 , que decaíram com o avançar da cristalização. Em estágios finais há um aumento na fO_2 , que propiciou a geração de uma nova fase de pirita e ilmenita, além da formação de lamelas de óxido de Fe.

Palavras chave: minerais opacos, granitoides, fugacidade de oxigênio, Suíte Alto Maranhão.

Abstract

The Mineiro Belt comprises a series of granitic plutons with Paleoproterozoic ages and is located southward the Quadrilátero Ferrífero. Some of these plutons compose the Alto Maranhão Suite, that is metaluminous, classified in the Sanukitoid field, being the youngest suite so far dated in the Mineiro Belt, with a crystallization age of ~2130Ma. The geochemical characteristics of this suite is similar to that of the ilmenite series granitoids worldwide, although their opaque mineralogy is not well studied. In order to obtain more information about the crystallization process of these rocks we conducted mineral chemistry analyses, mineralogical and textural characterization of the opaque minerals of the Alto Maranhão Suite. Using of thin sections of these plutons, it was possible to define that the opaque minerals compose the accessory mineralogy of the granitoids, corresponding to less than 3% of their mineral content and, in some cases, being absent. Ilmenite, magnetite, pyrrhotite, pyrite, chalcopyrite, pentlandite and sphalerite comprise the opaque minerals, whilst plagioclase, quartz, K-feldspar, biotite, hornblende, titanite, apatite, zircon and allanite correspond to the translucent minerals. Magnetite occurs in two sections (LS-200B and IN-17) with low percentage (<1%), what suggest that the Alto Maranhão Suite could be classified as an ilmenite-series rock. Thus, these rocks crystallized under fO_2 lower than 10^{-15} bars, and with a temperature range between 660°C and 742°C, so that magnetite is not the predominant oxide, and pyrite and pyrrhotite coexist. The parental magma of these rocks has an initial oxidizing character and higher values of fO_2 , decreasing during the crystallization. An increase in fO_2 may should occur at later stages, with the development of a new phase of pyrite and ilmenite, in addition to the generation of Fe-oxide lamellae.

Key words: opaque minerals, granitoids, oxygen fugacity, Alto Maranhão Suite

CAPITULO 1

INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Granitos são rochas que compõem a maior parte da crosta terrestre e como são resultantes de processos magmáticos plutônicos, estudar sua gênese contribui para a melhor compreensão de como é gerada e estabilizada a crosta continental, bem como dos mecanismos atuantes para a tectônica de placas (Pitcher 1983, Barbarin 1990, Rudnick 1995). Dentre os vários critérios para distinção e classificação das rochas graníticas, chama-se atenção para aquela baseada em sua mineralogia opaca, definida por Ishihara (1977), que dividiu essas rochas entre as séries da ilmenita e da magnetita, com o objetivo de definir, por meio de uma abordagem sistemática, a classificação de granitoides japoneses, possibilitando obter valores de fugacidade de oxigênio, suscetibilidade magnética e outros parâmetros, tais como fugacidade de enxofre, temperatura e pressão de cristalização dessas rochas.

O presente estudo utilizará dessa classificação para melhor caracterizar petrologicamente os granitoides da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro (Noce *et al.* 2000), que foi designada por Seixas *et al.* (2013) como sendo da série da ilmenita, mas com mineralogia associada à série da magnetita pela presença do óxido, e que sem estudos mais profundos com foco nos opacos, abriu questionamentos sobre sua gênese. A partir de caracterização de detalhe da associação de minerais opacos, apresenta-se uma discussão acerca das condições de cristalização operantes quando da cristalização da referida suíte, no contexto de formação dos plutons graníticos do Cinturão Mineiro.

1.2 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A área de estudo encontra-se na região centro-sul de Minas Gerais (Figura 1.1), englobando os municípios de São Brás do Suaçuí, Itaverava, Entre Rios de Minas, Jeceaba, Ouro Branco e Conselheiro Lafaiete, tendo uma área de aproximadamente 1.800 km². O acesso à região, a partir de Ouro Preto, se dá pela MG-129, sentido Ouro Branco, onde se acessa a MG-443 no trevo para a Universidade de São João Del-Rei, campus Alto Paraopeba, sentido Lobo Leite. Logo após, toma-se a MG-030 e a BR-040 no sentido Conselheiro Lafaiete, virando à direita no Parque Joaquim Murтинho, chegando no distrito de Alto Maranhão. A partir dele, diversas estradas estaduais e vicinais interligam os municípios que compõem a área de estudo.

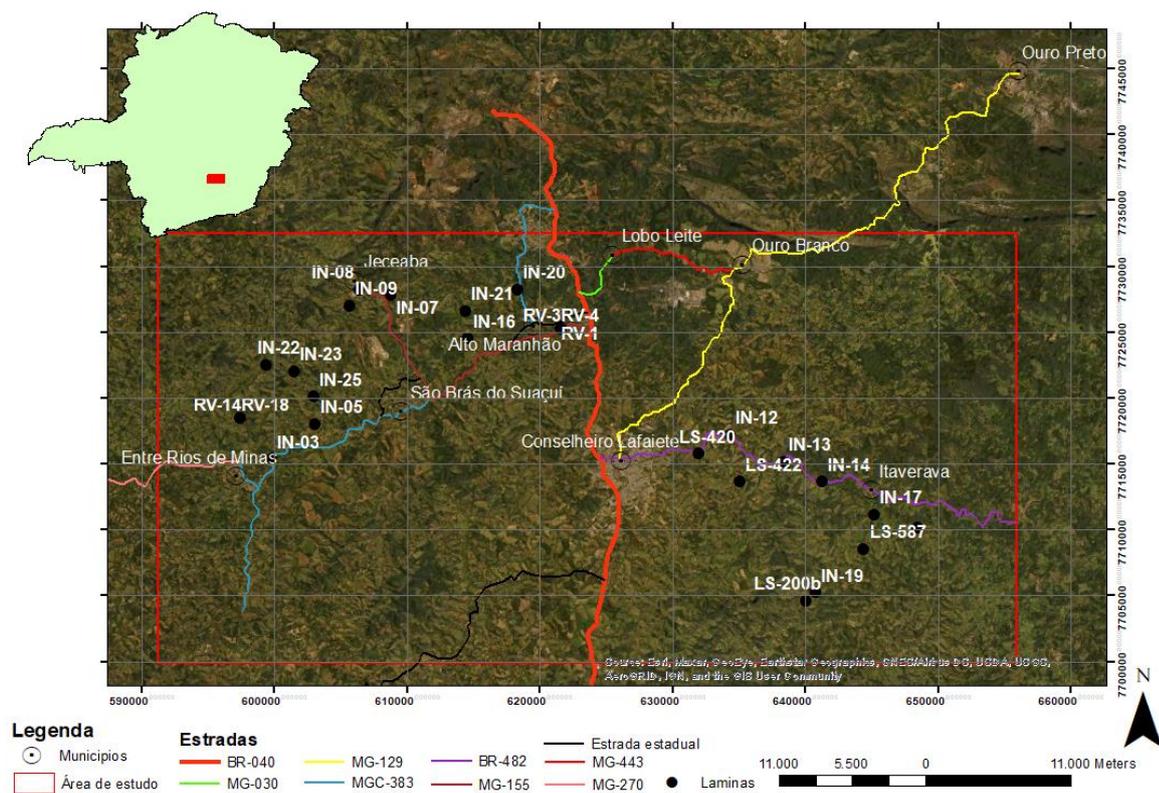


Figura 1.1 Localização da área de estudo com principais vias de acesso e indicação dos locais de amostragem (extraído de *basemap* do ArcGIS, Esri).

1.3 OBJETIVOS

O presente estudo tem como objetivo geral um melhor entendimento acerca das condições petrogenéticas operantes durante a cristalização dos granitoides que formam a Suíte Alto Maranhão, definindo temperatura, fugacidade de oxigênio e outros parâmetros para a gênese dessas rochas. Para auxiliar em sua concretização, apresenta-se os seguintes objetivos específicos:

- caracterizar a assembleia de minerais opacos da Suíte Alto Maranhão;
- distinguir fases primárias e secundárias, se presentes;
- caracterizar as relações texturais entre os minerais opacos e entre esses e os minerais translúcidos presentes;
- estabelecer condições oxi-redutoras do magma durante a cristalização da Suíte Alto Maranhão, com base na mineralogia opaca primária encontrada.

1.4 JUSTIFICATIVA

O Cinturão Mineiro se encontra em um contexto tectônico importante para a geologia do Brasil, visto que contém plutons que marcam a transição Arqueano-Paleoproterozoico (*e.g.*, Moreira *et al.* 2020), onde grandes mudanças na atmosfera promoveram alterações nas condições oxi-redutoras do planeta (Wincander & Monroe 2015). Somado a esse fato, temos que este período, particularmente o Sideriano, é conhecido como um momento de quiescência tectônica e magmática, onde os núcleos continentais eram recém-formados e há poucos registros geológicos mundiais (Condie *et al.* 2009; Partin *et al.* 2014; Spencer *et al.* 2018).

Há também novos dados de suscetibilidade magnética da Suíte Alto Maranhão, produzidos no trabalho de mestrado de Isabela Nahas, intitulado: *Anisotropia de suscetibilidade magnética de granitoides da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro, Cráton São Francisco Meridional*, que junto ao estudo dos opacos pode contribuir para um melhor entendimento acerca da gênese e condições de fugacidade durante a cristalização desses plutons. O estudo dos minerais opacos é novidade não somente para as rochas em questão, mas para os granitoides do Cinturão Mineiro em geral, o que pode contribuir para o entendimento acerca dos processos geológicos ativos em período geológico tão singular.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi realizado seguindo os passos descritos a seguir.

1.5.1 Revisão bibliográfica

Foi feita uma pesquisa bibliográfica sobre o contexto geológico do Cinturão Mineiro e a Suíte Alto Maranhão, baseando-se em trabalhos produzidos pelo Núcleo de Estudos Microtectônicos (NEMic) da Universidade Federal de Ouro Preto, assim como em artigos de outros pesquisadores que trabalham na região (*e.g.* Ávila *et al.* 2010, 2014; Seixas *et al.* 2012, 2013; Teixeira *et al.* 2015; Moreira *et al.* 2018, 2020; Lopes *et al.* 2020; Vieira *et al.* 2020; Lacerda *et al.* 2021). Uma revisão cronológica do estudo de minerais opacos em granitoides também foi realizada, destacando-se o trabalho de Ishihara (1977), que definiu a classificação utilizada neste trabalho, e estudos posteriores que o mesmo e outros autores realizaram (Ishihara 1979, 1981; Wones 1989; Helmy *et al.* 2004; Santos-Dias *et al.* 2019).

1.5.2 Análise de amostras

A caracterização da mineralogia opaca e translúcida da Suíte Alto Maranhão foi feita por meio da análise de lâminas delgadas polidas, com uso do microscópio ótico de luz transmitida e refletida, e

quando necessário, do microscópio eletrônico de varredura (sistema MEV-EDS). O sistema MEV-EDS foi utilizado para imageamento e microanálises, que associadas às fotomicrografias óticas possibilitaram melhor definir as fases minerais presentes, bem como suas relações texturais. As amostras foram coletadas ao longo de campanhas de campo de projetos de iniciação científica do NEMic, e também relacionadas à dissertação de mestrado da Isabela Nahas e Reginaldo Vieira, totalizando 29 lâminas delgadas.

2.1 O CINTURÃO MINEIRO

A região de estudo situa-se no Cinturão Mineiro (Teixeira 1985), na porção sul do Cráton São Francisco e a sudoeste do Quadrilátero Ferrífero. É uma região constituída por granitoides e unidades vulcanossedimentares, que se associam majoritariamente a ambiente de arco de ilhas, sendo limitado por zonas de cisalhamento regionais (Seixas *et al.* 2013; Aguilar *et al.* 2017; Moreira *et al.* 2018). Localizado na região sudeste do Brasil, tem como limites: a norte, a Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso; a sul, a Zona de Cisalhamento Lenheiro; e a leste, a Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava (Campos 2004; Noce *et al.* 2007), vide Figura 2.1.

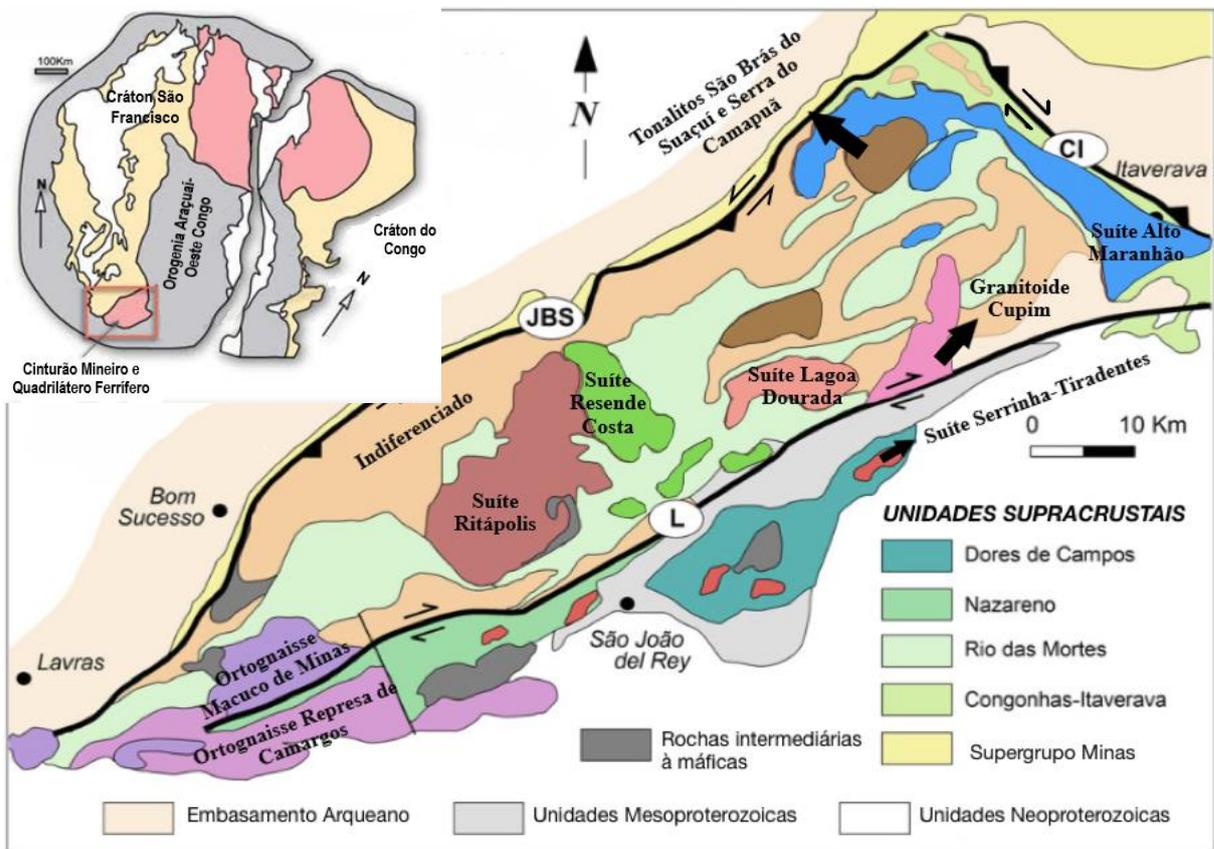


Figura 2.1 Mapa geológico simplificado com as unidades do Cinturão Mineiro, no contexto do Cráton São Francisco meridional (canto superior esquerdo da figura) (adaptado de Alkmim & Teixeira 2017 e Lacerda *et al.* 2021). JBS: Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso; CI: Zona de cisalhamento Congonhas-Itaverava; L: Zona de Cisalhamento Lenheiro.

Dentre os corpos graníticos aflorantes na região destacam-se: a Suíte Lagoa Dourada, um dos corpos mais antigos, com idade de cristalização de ~2350Ma (Seixas *et al.* 2012, Lopes 2020, Lopes *et al.* 2020); a Suíte Resende Costa, que compreende um arco magmático junto à Lagoa Dourada (Teixeira *et al.* 2015); as Suítes Serrinha e Tiradentes, que juntas também compreendem um arco magmático (Ávila *et al.* 2014); o Batólito Ritápolis, mais jovem que as suítes anteriormente descritas, e que se encontra em contato tectônico com a Suíte Resende Costa (Barbosa 2015); e a Suíte Alto Maranhão, que com idade de cristalização datada em 2130Ma e classificação no campo das sanukitoides, é a mais recente dentro do Cinturão Mineiro (Seixas *et al.* 2013), sendo o foco de estudo do presente trabalho.

Barbosa (2015) estabeleceu um modelo evolutivo para o Cinturão Mineiro (Figura 2.2), dividindo-o em três arcos, onde plutons ou suítes a sudoeste foram gerados anteriormente àqueles localizadas mais à nordeste. O primeiro e mais antigo evento tectono-magmático (2,47-2,33 Ga) foi responsável pela formação do Batólito Cassiterita e o Arco Resende Costa-Lagoa Dourada (Seixas *et al.* 2012; Teixeira *et al.* 2015); o segundo (2,23-2,20 Ga) formou a Suíte Serrinha-Tiradentes e o Ortognaisse Nazareno (Ávila *et al.* 2010; 2014); e por fim, o terceiro e mais recente evento (2,13-2,10 Ga) gerou as Suítes Alto Maranhão (Seixas *et al.* 2013), Macuco de Minas e Represa de Camargos e o Batólito Ritápolis.

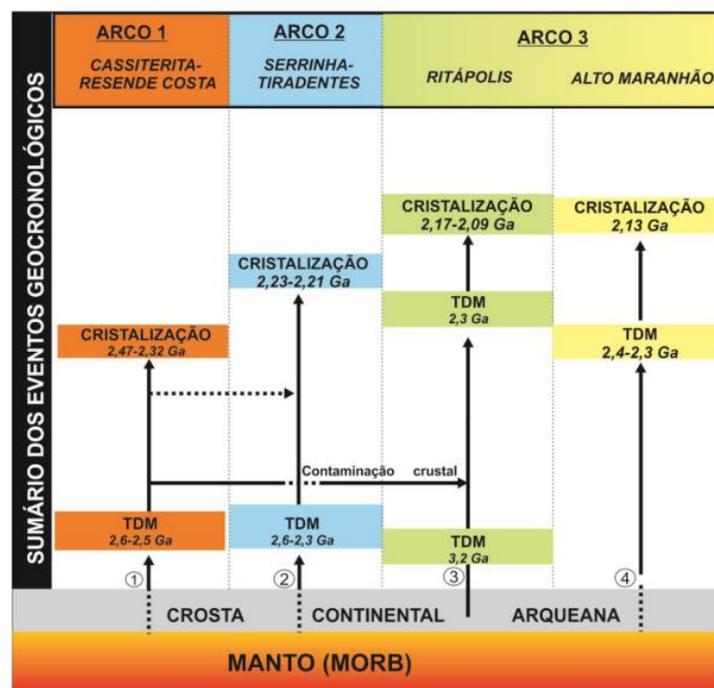


Figura 2.2 Modelo de organização no tempo dos diferentes arcos magmáticos que constituem o Cinturão Mineiro (Barbosa 2015).

Os corpos formados no primeiro e segundo eventos têm formação ligada diretamente à fusão mantélica. Entretanto, os plutons mais recentes tiveram contribuição da crosta continental, em um ambiente de arco continental. Este ponto entra em controvérsia com estudos feitos por Seixas *et al.* (2013) em relação à Suíte Alto Maranhão, que aponta características voltadas para um ambiente de arco oceânico.

A partir de estudos geocronológicos de U-Pb e análises isotópicas de Sm-Nd e Lu-Hf feitas por Moreira *et al.* (2018), concluiu-se que as rochas do Cinturão Mineiro foram geradas a partir de fusão parcial de materiais subductados durante o Sideriano, período tido como de calmaria magmática em todo o planeta (Condie *et al.* 2009; Partin *et al.* 2014). Haveria, portanto, segundo estes autores, a adição de pequenos volumes de magma durante este tempo, formando os granitoides. Rochas mais recentes, como a Suíte Alto Maranhão, têm como fonte um *melt* gerado acima da cunha mantélica, de forma que as rochas que inicialmente faziam parte do campo de TTG's, foram transitando para o campo de sanukitoides, junto à diminuição na razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, e um enriquecimento em elementos como magnésio. Esta transição foi tardia, e pouco se sabe sobre como ocorreu (*e.g.* Moreira *et al.* 2020).

A grande parte dos plutons tem afinidade cálcio-alcálica, sendo interpretados como participantes de arcos intra-continentais e continentais (Ávila *et al.* 2010, 2014). Elas passaram por eventos metamórficos ainda durante o Paleoproterozoico, chegando à fácies anfibolito (Ávila *et al.* 2014; Barbosa 2015). Outros corpos presentes no CM estão relacionados com o magmatismo mais recente (~2,17 Ga), com classificação predominantemente do tipo-I (Barbosa 2015).

Em termos das estruturas dominantes, o Cinturão Mineiro é marcado por zonas de cisalhamento de direção NE-SW e NW-SE, predominantemente do tipo *strike-slip*, e que estão associadas a uma foliação regional também de direção dominante NE-SW (Alkmim & Teixeira 2017). Entretanto, na porção setentrional do Cinturão Mineiro, há uma foliação ortogonal à direção das zonas de cisalhamento.

2.2 A SUÍTE ALTO MARANHÃO

A Suíte Alto Maranhão está localizada na porção nordeste do Cinturão Mineiro (Figuras 2.1 e 2.3), e se caracteriza como uma suíte metaluminosa, sendo composta por tonalitos ricos em biotita e hornblenda, do campo das sanukitoides (Seixas *et al.* 2013; Moreira *et al.* 2018). São tonalitos foliados, podendo conter localmente enclaves máficos e porções mistas (estruturas de mistura) (Seixas *et al.* 2013, Vieira 2019, Vieira *et al.* 2020). Possui como mineralogia principal plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e quartzo, e em sua mineralogia acessória, opacos como magnetita, ilmenita, sulfetos e óxidos de Fe-Ti, zircão, titanita, apatita, alanita e epidoto. Carbonatos e clorita seriam minerais secundários observados nestas rochas (Seixas *et al.* 2013; Moreira *et al.* 2018; Vieira 2019; Vieira *et al.* 2020).

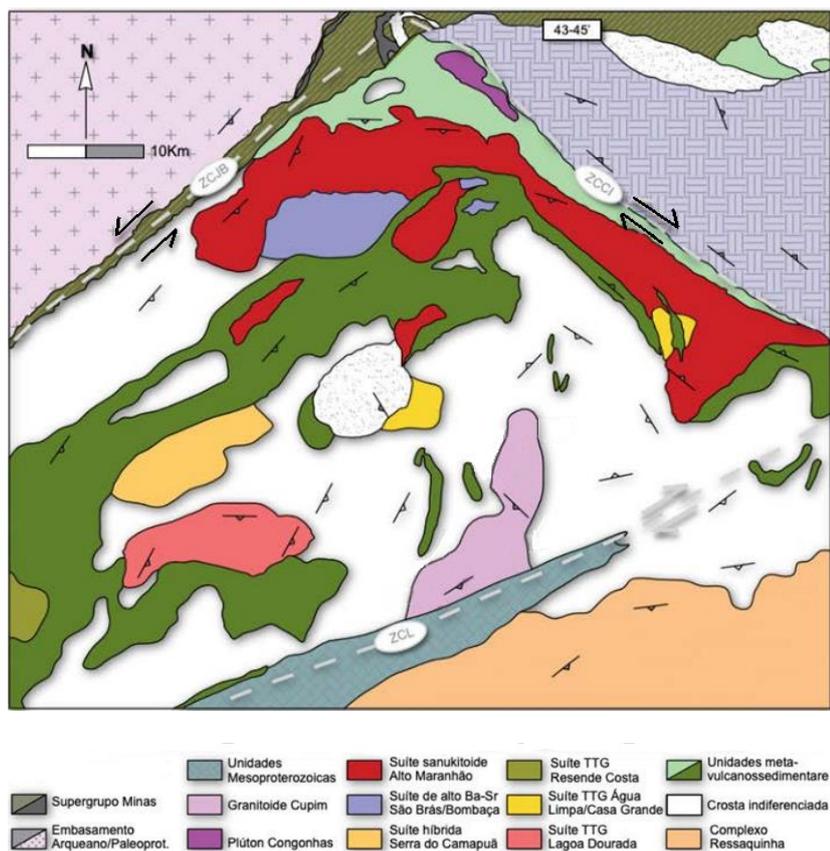


Figura 2.3 Mapa geológico simplificado da região de estudo, com destaque para a Suíte Alto Maranhão (adaptado de Lacerda *et al.* 2021). ZCJB: Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso; ZCCI: Zona de Cisalhamento Congonhas-Itaverava; ZCL: Zona de Cisalhamento Lenheiros.

A Suíte Alto Maranhão compõe um arco magmático oceânico, junto à sequência Rio das Mortes e ao Batólito Ritápolis, este já com características de um arco continental (Seixas *et al.* 2013; Noce *et al.* 2000; Barbosa *et al.* 2015). Os resultados de suas análises químicas levam a crer que marca a mudança de um ambiente intra-oceânico para um ambiente de arco continental, quando teriam sido formados o Batólito Ritápolis e demais corpos de idade similar (Moreira *et al.* 2018).

Apresenta relações geocronológicas com a porção mais jovem do Complexo Juiz de Fora (2,20-2,08 Ga), também desenvolvido em ambiente intra-oceânico, o que somado às características de rochas tipo-I para ambos, sugere que podem ter sido formados no mesmo oceano, que separou o cráton São Francisco do Oeste Congo e teve reciclagem iniciada em 2,47 Ga, com a geração de sucessivos arcos magmáticos (Barbosa 2015; Alkmim & Teixeira 2017).

A Suíte Alto Maranhão passou por metamorfismo que não ultrapassa a fácies anfíbolito (Martins 2008; Vieira 2019), visto que suas estruturas ígneas primárias estão bem preservadas. A partir de idades U-Pb obtidas em grãos de titanita e zircão, foi possível definir a suíte como sendo a mais recente no

Cinturão Mineiro, datando de 2130 Ma (Seixas *et al.* 2013; Moreira *et al.* 2018). Aguilár *et al.* (2017) encontraram idades mais recentes do que as obtidas por Seixas e colaboradores, 2064 Ma, semelhante à idade metamórfica obtida para rochas próximas na região (gnaisse São Thiago, Silva *et al.* 2002), indicando que a suíte pode ter sido afetada por um evento metamórfico relacionado à colisão paleoproterozoica. Apesar dessa possibilidade, estudos posteriores concluíram que há um domínio de feições ígneas a tardi-magmáticas, com alinhamento de grãos euédricos a subédricos de plagioclásio, sem feições de deformação no estado sólido (Vieira *et al.* 2020, Nahas 2022).

2.3 MINERAIS OPACOS EM ROCHAS ÍGNEAS

Os minerais opacos em rochas ígneas são objeto de estudo há mais de 60 anos, sendo inicialmente utilizados com o objetivo de determinar as condições oxi-redutoras registradas por essas rochas, a partir da composição de óxidos de ferro presentes em sua mineralogia (Vincent & Phillips 1954). Além desse viés, os primeiros estudos envolvendo os opacos permitiram determinar temperatura e fugacidade de oxigênio de rochas ígneas vulcânicas, por meio da presença de magnetita titanífera e/ou ilmenita, utilizando de suas porcentagens de Fe_2TiO_4 e TiO_2 (Buddington & Lindsley 1964).

Seguindo principalmente a metodologia empregada por Buddington & Lindsley (1964), outros trabalhos foram sendo realizados utilizando da mineralogia opaca de rochas ígneas. French (1966) relacionou a grafita com uma fase gasosa, composta principalmente de metano, para determinar o comportamento da pressão de oxigênio durante a formação de diferentes rochas vulcânicas e plutônicas, estabelecendo que a grafita atua como controladora de temperatura, pressão de gás ($p_{\text{gás}}$) e fugacidade de oxigênio (fO_2), favorecendo a entrada do metano durante a cristalização. Carmichael (1966) utilizou das curvas de temperatura e fO_2 encontradas pelos autores para comparar com os dados obtidos em seus estudos de rochas vulcânicas, conseguindo estabelecer a fO_2 a partir da composição de silicatos e óxidos presentes, principalmente magnetita e ilmenita, por meio das quais estabeleceu-se uma relação entre temperatura de cristalização e fugacidade de oxigênio (Figura 2.4).

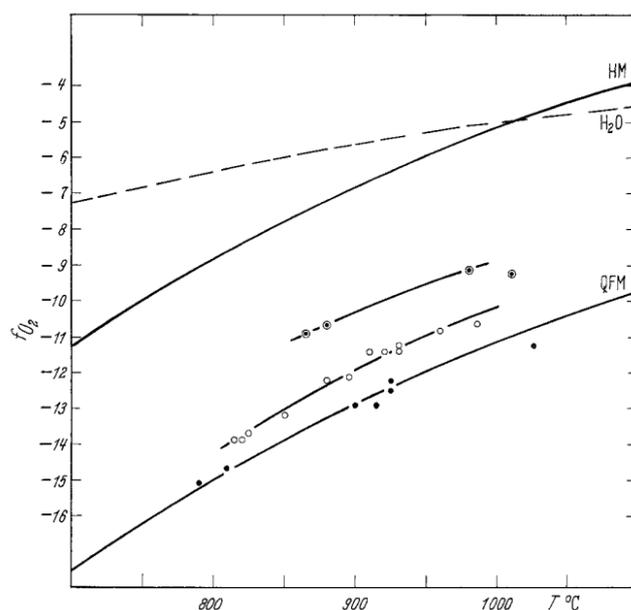


Figura 2.4 Diagrama binário indicando valores de temperatura (eixo x) e fugacidade de oxigênio (eixo y), dentro do equilíbrio magnetita-ilmenita, para pressão $P = 1 \text{ atm}$ (adaptado de Carmichael 1966). QFM: variação de fO_2 na assembleia quartzo-faiálica-magnetita; HM: variação na assembleia hematita-magnetita; H_2O : curva de decomposição de água pura. Círculos preenchidos representam assembleias onde há presença de olivina; círculos abertos representam assembleias com ortopiroxênio, e círculos preenchidos dentro de círculos abertos indicam assembleias com coexistência de biotita e anfibólio.

Assim como o trabalho de Buddington & Lindsley auxiliou em pesquisas posteriores, há casos onde não foi possível empregar a mesma metodologia, como o projeto de Prinz *et al.* (1976). Ao tentar relacionar os dados obtidos na curva $T-pO_2$ definida pelos autores, Prinz *et al.* notaram que não seria possível chegar a um resultado conclusivo para sua análise, devido a diferenças nos valores de MgO em ilmenitas e TiO_2 em magnetitas presentes em um norito ilmenítico localizado em uma zona de fratura. Para um toleíta estudado, no entanto, foi possível definir a temperatura e fO_2 para sua cristalização, a partir dos óxidos de ferro encontrados.

Após a classificação de granitos tipo-I e tipo-S de Chappell & White (1974) ser publicada e difundida pelo meio acadêmico, estudos em granitoides passaram a se intensificar, e novas formas de classificação surgiram. É o caso do trabalho de Ishihara (1977), base do presente estudo, onde granitos de diferentes regiões do Japão foram divididos em dois tipos principais: granitos da série da magnetita, contendo a magnetita como principal mineral opaco, e granitos da série da ilmenita, que possuíam o óxido como principal, e na maioria das vezes, único mineral opaco (Figura 2.5). As diferenças na composição foram definidas como ligadas diretamente à fO_2 de formação das rochas, assim como de sua profundidade de cristalização. Ishihara também notou que granitos da série da ilmenita poderiam ter participação de crosta carbonática em sua gênese, em profundidades menores do que os que participam da série da magnetita.

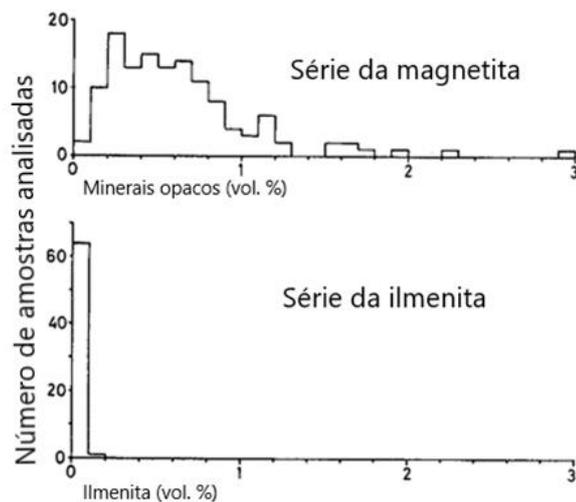


Figura 2.5 Histograma indicando a porcentagem de minerais opacos em granitos da série da magnetita e da ilmenita (modificado de Ishihara 1977).

Posteriormente, Ishihara (1979) relacionou valores de suscetibilidade magnética encontrados para os granitoides (Kanaya & Ishihara 1973) com sua posição em relação à tectônica de arcos de ilha existente no Japão. Granitos da série da ilmenita estariam relacionados a processos tectônicos mais rasos, não necessariamente ligados ao processo de subducção em si.

Unindo os dados já existentes com novas análises, Ishihara (1981) definiu o ambiente e processo de cristalização das rochas de acordo com a classificação empregada. Notou que granitos da série da magnetita tendem a ser fruto de um modelo de fraturamento e preenchimento, enquanto granitos da série da ilmenita estão ligados a um processo de *stoping*, ou uma zona de *melting* onde há presença de carbono, que atua como agente redutor, corroborando a participação de uma crosta carbonática em sua gênese, vista anteriormente (Ishihara 1977). Ishihara também propôs valores de suscetibilidade magnética (SM) para cada uma das séries a partir de estudos geoquímicos da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (Figura 2.6), concluindo que os granitos com maior porcentagem de minerais opacos, comumente da série da magnetita, possuem maiores valores de SM.

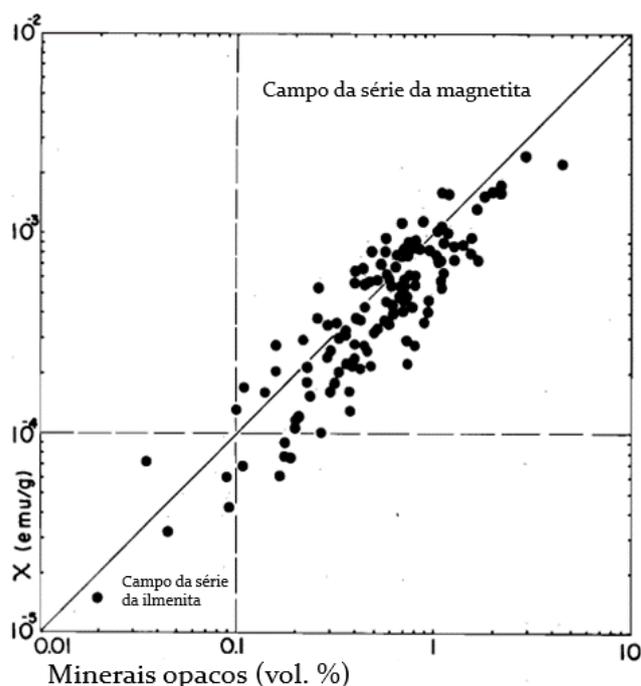


Figura 2.6 Relação entre a mineralogia opaca e suscetibilidade magnética de alguns granitoides japoneses (Ishihara, 1981, revisado de Ishihara 1979).

Focando o estudo nos granitos da série da ilmenita, Murata *et al.* (1983) notaram a presença de rutilo, incomum em rochas graníticas, ocorrendo junto à ilmenita, como agregados inclusos em silicatos, e por vezes apresentando formatos euédricos. Devido a essa forma, foi possível concluir que ambos os minerais se cristalizaram simultaneamente, com uma reação *subsolidus*, que também gerou os sulfetos presentes nas rochas na forma de inclusões.

A partir de equações utilizadas para determinar fO_2 , Murata *et al.* (1983) notaram valores menores que os esperados para os granitos tipo-S estudados, o que possivelmente está relacionado com uma oxidação durante o processo de cristalização. Constatou que, ao contrário do proposto por Ishihara (1977), nem todos os granitos japoneses pertencentes à série da ilmenita teriam capacidade de formar grafita, visto que uma fO_2 maior do que a esperada impossibilitaria a formação do mineral.

Fases secundárias de minerais opacos também possibilitam definir fluidos e outros processos aos quais a rocha foi submetida, após sua cristalização. Um exemplo é o estudo de duas fases de grafita em granitoides da Inglaterra (Duke & Rumble 1986). A partir da forma dos grãos foi possível definir que se tratava de uma reação secundária de silicatos hidratados e carbonatos, mostrando que houve participação de uma fase fluida na história da rocha. Com a análise da concentração de $\delta^{13}C$, foi possível determinar que o fluido participante era isotermal, sendo desidratado com a entrada de calcita no sistema.

Whalen & Chappell (1988) correlacionaram as classificações propostas por Chappell & White (1974) e Ishihara (1977) e constataram que a ilmenita ocorria tanto em granitos tipo-I quanto tipo-S, mas tendo uma maior ocorrência nos últimos. Além disso, os autores notaram maior abundância de minerais opacos em granitos tipo-I, em especial a magnetita. Determinados sulfetos também mostram preferência de ocorrência, sendo o caso da pirrotita em granitos tipo-S, e a pirita em granitos tipo-I. Whalen e Chappell propuseram então a seguinte divisão:

- Granitos tipo-I estariam associados à série da magnetita, tendo como principais minerais opacos magnetita, ilmenita, pirita, calcopirita e pirrotita;
- Granitos tipo-S estariam ligados à série da ilmenita, tendo apenas essa fase como óxido presente, além de pirrotita, pirita e calcopirita.

Junto aos dados obtidos sobre a mineralogia, também foram vistos baixos valores de oxidação em granitos tipo-S e preferência da titanita para granitos tipo-I, onde ocorreria em conjunto com a magnetita. Um estudo de fO_2 em relação à ilmenita também foi realizado, constatando que um enriquecimento do mineral em Fe_2O_3 e enriquecimento de $MnTiO_3$ estaria relacionado a um aumento de fO_2 . A alta quantidade de Ti relacionada com a ilmenita poderia estar relacionada com a ausência de titanita em granitos tipo-S, evidenciada anteriormente.

Com o desenvolvimento do estudo de minerais opacos em granitoides, além da definição da fugacidade de oxigênio a partir da mineralogia opaca, também se tornou possível correlacionar fO_2 e temperatura de cristalização (Wones 1989), a partir de equações logarítmicas (Figura 2.7). A razão $Mg/Mg+Fe$ estava diretamente ligada com um aumento da fO_2 , em uma relação proporcional.

Frost & Lindsley (1991), seguindo a metodologia proposta por Buddington & Lindsley (1964), utilizaram dos dados obtidos anteriormente, e notaram que cromita e titanomagnetita são fases dominantes de espínélio em rochas vulcânicas, enquanto ilmenita é um óxido raro para essas rochas. Para rochas plutônicas, entretanto, nota-se uma maior presença do mineral, que pode estar relacionado com a titanomagnetita, por meio de oxidação-exsolução.

O estudo de minerais opacos em granitoides brasileiros passou a ter maior destaque a partir da década de 1990, com pesquisas em granitoides do Pará (Magalhães & Dall'agnol 1992), onde foi possível não só definir a suscetibilidade magnética das rochas, como também classificá-las de acordo com as propostas de Ishihara (1977). Com a presença de magnetita em altas concentrações e altos valores de SM, constatou-se que os granitos pertenciam à série da magnetita. Também foram vistas titanomagnetitas com indícios de oxidação-exsolução. A ilmenita presente nos granitos foi parcialmente substituída pela titanita.

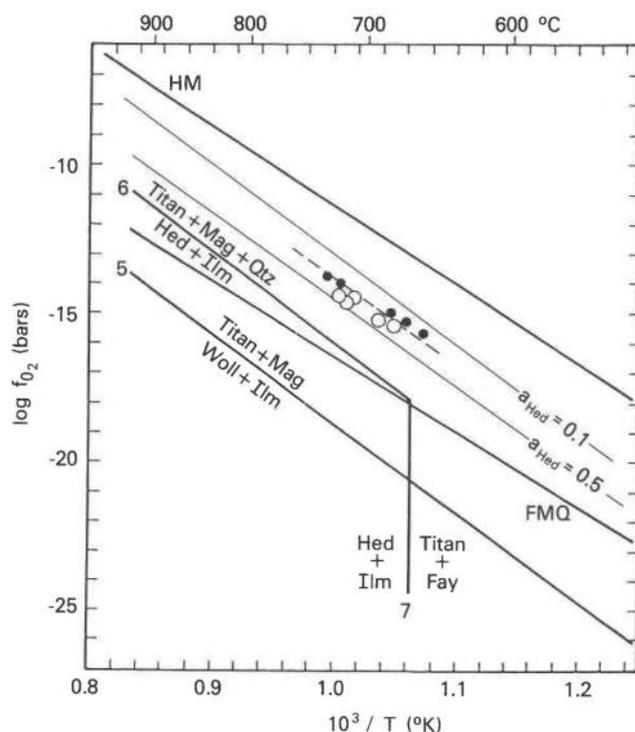


Figura 2.7 Diagrama logarítmico de fO_2 versus T , indicando os campos de estabilidade de algumas assembleias, entre elas a FMQ (faialita-magnetita-quartzo) e HM (hematita-magnetita) (extraído de Wones 1989). Titan: titanita; Mag: magnetita; Qtz: quartzo; Hed: Hedenbergita; Ilm: ilmenita; Woll: wolframita; Fay: faialita.

Prosseguindo o estudo na mesma região de Whalen & Chappell (1988), Broska *et al.* (2007) focaram sua pesquisa nas titanitas presentes nos granitos tipo-I, definindo que elas seriam produto de estágios finais de cristalização, com uma diferenciação nos granitoides. Sua fonte de Ti possivelmente seriam biotitas e titanomagnetitas geradas anteriormente. Em um segundo momento, esta titanita é substituída por ilmenita, devido a reações de hidratação na assembleia primária, e aumento na fugacidade de oxigênio. Com novos estudos, a suscetibilidade magnética foi analisada (Broska & Petrik 2011), definindo que os granitos tipo-I da região possuíam maiores valores de SM do que os tipo-S, devido à maior concentração de magnetita, corroborando os estudos anteriores. Uma mistura de magmas também foi definida a partir dos óxidos presentes, sendo eles magnetita, titanomagnetita, ilmenita e hematita.

Mesmo com todos os estudos já existentes ao longo dos anos, nem sempre os resultados obtidos são concordantes com a relação proposta na literatura. Um exemplo é o trabalho de Santos-Dias *et al.* (2019), onde granitos tipo-I e tipo-S foram estudados, levando em consideração sua mineralogia opaca, de forma similar à empregada no presente projeto. Porcentagens de pirita, pirrotita e magnetita, assim como valores de fugacidade de oxigênio encontrados foram menores que os esperados, de acordo com os trabalhos de Ishihara (1977) e Whalen & Chappell (1988). Mesmo sendo do tipo-I, foi constatada a

presença de magnetita nos granitoides em apenas uma amostra (Figura 2.8), o que implicou a menor fO_2 . Outro ponto interessante encontrado na amostra foi a coexistência de óxidos de Fe-Ti e ilmenita, assim como exsoluções do primeiro em grãos do óxido de Ti (Figura 2.9).

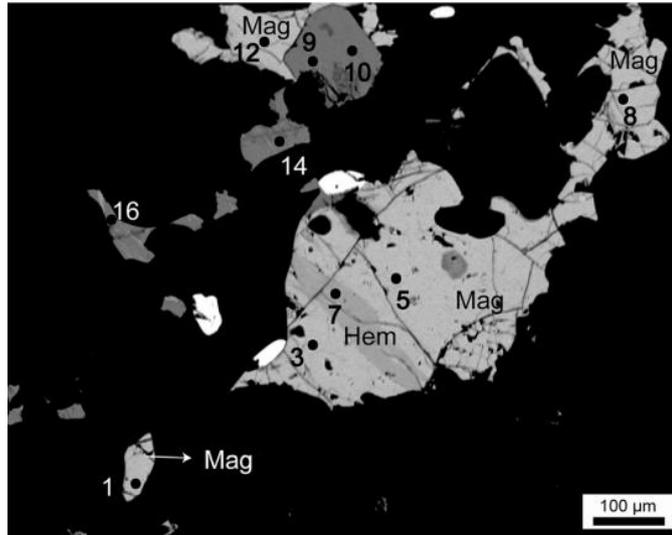


Figura 2.8 Grãos isolados de magnetita, por vezes associados à ilmenita (pontos 9, 10, 14 e 16). Amostra L245, Supersuíte G1 (extraído de Santos-Dias *et al.* 2019). Hem: hematita; Mag: magnetita.

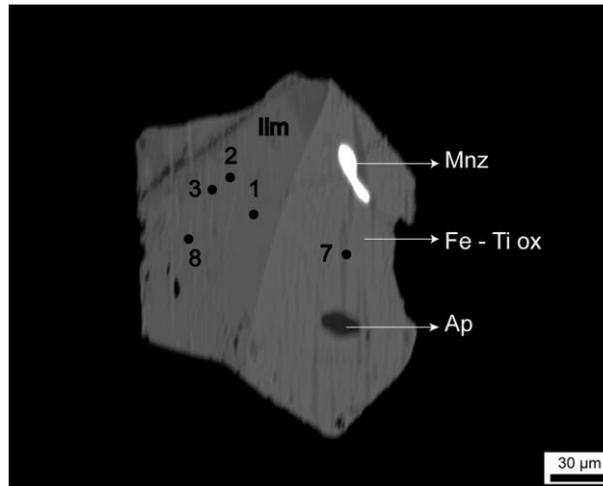


Figura 2.9 Ilmenita associada ao óxido de Fe-Ti. Ilm: ilmenita. Fe-Ti ox: óxido de Fe-Ti; Mnz: monazita. Amostra L245, Supersuíte G1 (retirado de Santos-Dias *et al.* 2019).

Nos granitos tipo-S, estudados por Santos-Dias *et al.*, identificaram-se grãos de grafita, com diferentes aspectos texturais, semelhante ao ocorrido no trabalho de Duke & Rumble (1986), e que corroboram os dados encontrados por Murata *et al.* (1983) em relação à fO_2 e temperatura de cristalização das rochas.

Nos granitos tipo-I e tipo-S, os sulfetos seriam gerados em estágios iniciais de cristalização, devido à textura que apresentavam: no caso de fases secundárias, estes se apresentariam como agregados dendríticos, fato que não foi observado em nenhuma amostra (vide Santos-Dias *et al.* 2019).

Com a menor porcentagem de magnetita nos granitoides tipo-I, ao plotar os dados no diagrama de Wones (1989), a temperatura de cristalização definida também foi menor que a esperada (Figura 2.10) (Santos-Dias *et al.* 2019). Isso se deve ao fato da presença combinada de pirita e pirrotita, o que implica em um limite de temperatura para sua formação (Arnold 1962).

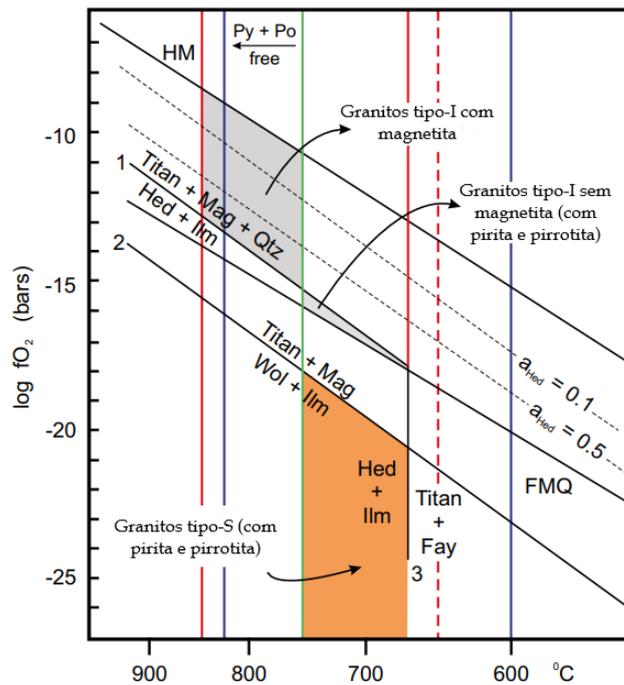


Figura 2.10 Diagrama logarítmico entre fugacidade de oxigênio ($\log fO_2$) e temperatura (T) para as Supersuítas G1 e G2, do Orógeno Araçuáí (extraído de Santos-Dias *et al.* 2019).

A coexistência de ilmenita com óxidos de Fe-Ti, também nos granitos tipo-I, auxiliou na restrição das condições de sua cristalização, considerando-se que o óxido de Fe-Ti se cristalizou no limite do *gap* de miscibilidade entre a hematita e a ilmenita (Figura 2.11).

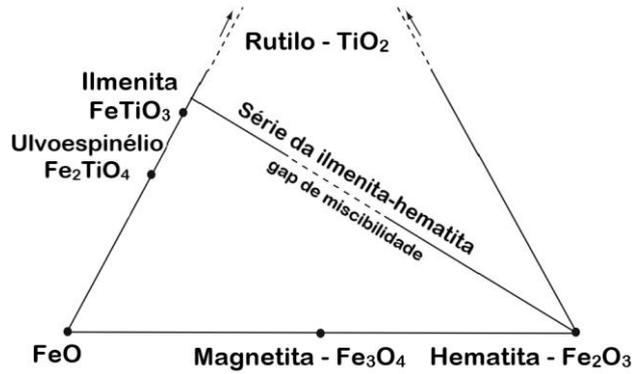


Figura 2.11 Diagrama triangular $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$ indicando a série ilmenita-hematita (extraído de Santos-Dias *et al.* 2019).

Considerando-se as exsoluções apresentadas na Figura 2.9, os autores definiram que os minerais se cristalizaram simultaneamente, segundo as condições expressas nos diagramas da Figura 2.12. O aumento da pressão de voláteis ou da pressão de O_2 levaria à cristalização em condição que marcaria o limite de estabilidade na série ilmenita-hematita (Figuras 2.11 e 2.12).

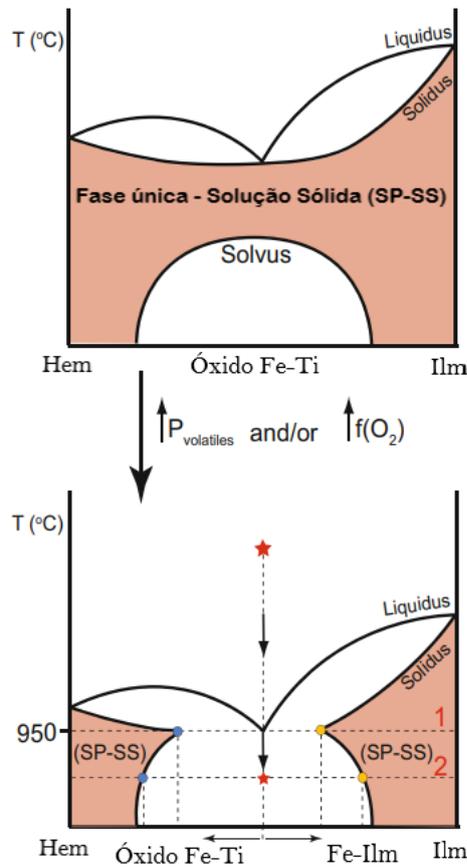


Figura 2.12 Diagramas composicionais binários propostos para explicar a geração dos óxidos de Fe-Ti. Na parte superior, a formação dos grãos de composição intermediária; na parte inferior, a cristalização e desenvolvimento das exsoluções. Hem: hematita; Ilm: ilmenita (Santos-Dias *et al.* 2019).

3.1 CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E DOS MINERAIS OPACOS DA SUÍTE ALTO MARANHÃO

Vinte e nove (29) seções delgadas polidas foram estudadas por microscopia ótica, sendo realizadas a identificação e descrição dos minerais opacos e dos minerais translúcidos, de forma a definir relações texturais entre eles. Algumas lâminas também foram analisadas por microscopia eletrônica (sistema MEV-EDS) com o intuito de definir fases não identificadas no microscópio ótico, e definir a química mineral de alguns opacos. As abreviações utilizadas nas imagens estão de acordo com Warr (2021).

3.1.1 Minerais translúcidos

As amostras estudadas se configuram como rochas holocristalinas, inequigranulares, com granulação predominantemente fina (0,05mm a 1mm) a média (1mm a 3mm). Como mineralogia principal, tem-se plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda e K-feldspato. Como mineralogia acessória encontra-se titanita, apatita, zircão e alanita. Os minerais secundários são epidoto, clorita, mica branca, titanita, actinolita e sulfato de bário.

Os cristais de plagioclásio são subédricos a euédricos, podendo apresentar zoneamento concêntrico e macla polissintética (Figura 3.1A e B). Alguns grãos exibem feições de sericitização, dando origem à mica branca encontrada em algumas amostras. Além de ocorrerem como cristais isolados, também são encontrados como inclusões na biotita.

Os grãos de quartzo são anédricos, podendo apresentar extinção ondulante. Os cristais de ortoclásio são anédricos, ocorrendo associados ao plagioclásio. Tal fato foi comprovado por meio de análise em microscopia eletrônica (sistema MEV-EDS), onde os dois feldspatos ocorrem lado a lado (Figura 3.1C e D).

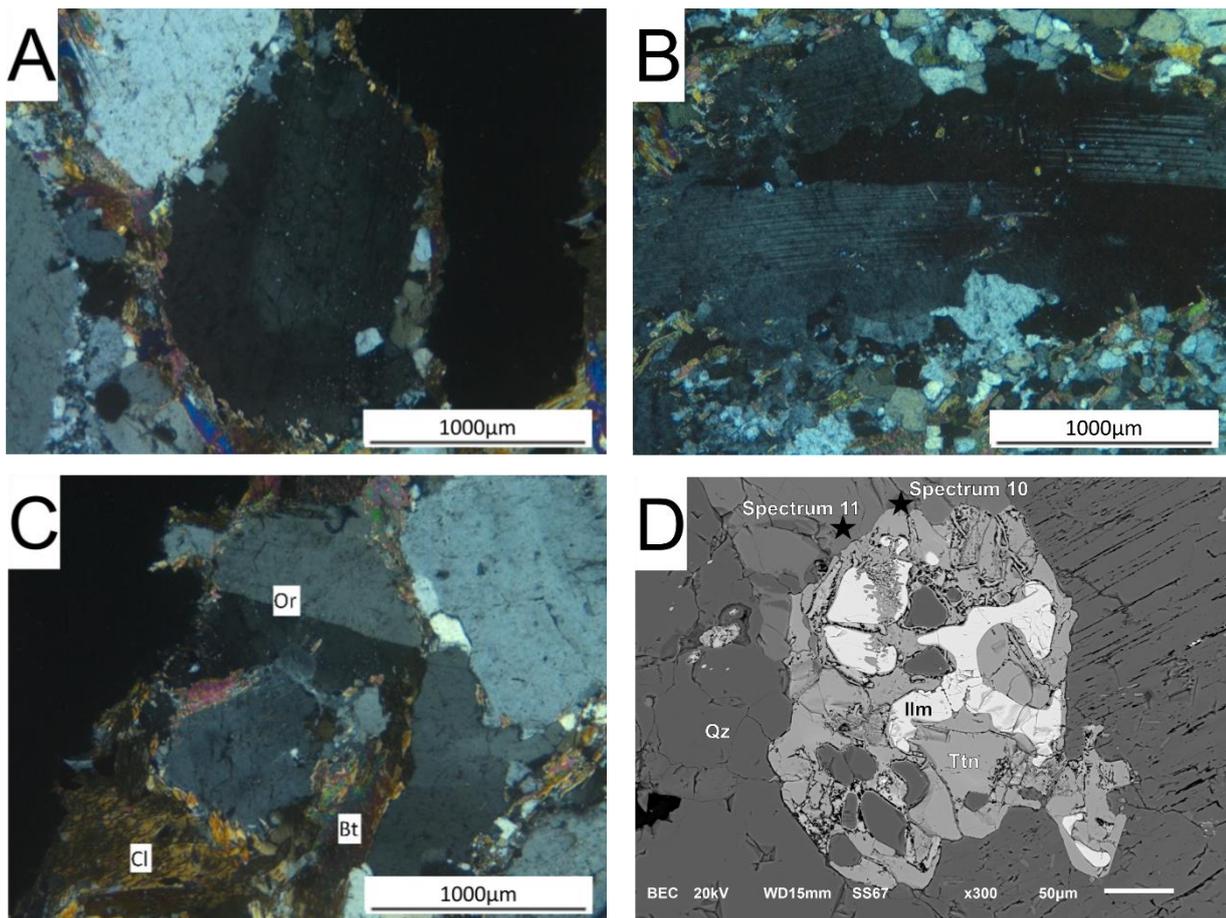


Figura 3.1 Feldspatos e quartzo presentes na Suíte Alto Maranhão. (A) Cristal de plagioclásio apresentando zoneamento concêntrico. Amostra IN-20, luz transmitida polarizada; (B) Cristal de plagioclásio com macla acunhada. Amostra LS-587, luz transmitida polarizada; (C) Cristal de ortoclásio com macla de Carlsbad. Amostra IN-20, luz transmitida polarizada; (D) Intrínseca relação textural entre ilmenita e titanita e cristal de feldspato com porção sódica (*Spectrum 10*) e potássica (*Spectrum 11*). Amostra IN-5, fotomicrografia por MEV. Bt: biotita; Cl: clorita; Fsp: feldspato; Ilm: ilmenita; Or: ortoclásio; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

Os cristais de biotita se encontram dispersos pelas amostras, e em alguns casos indicam uma orientação preferencial, definindo a foliação da rocha. Possui pleocroísmo entre tons de castanho, e a característica extinção olho-de-pássaro. Pode apresentar inclusões de zircão, titanita, apatita e plagioclásio. Em algumas amostras encontram-se minerais opacos que seguem a orientação da biotita (Figura 3.2A).

Associada à biotita, a hornblenda é o anfibólio mais comum nas amostras, ainda que ausente em algumas delas. Com pleocroísmo entre verde e incolor, possui cores de interferência que não ultrapassam rosa de 2ª ordem, e por vezes possui inclusões de titanita e minerais opacos (Figura 3.2B). Em alguns casos, define a foliação da rocha junto à biotita. Também se encontra a actinolita, acompanhando os cristais orientados de biotita.

A titanita, anédrica, se encontra na forma de grãos além das inclusões nos minerais citados anteriormente. Ela também ocorre de forma secundária, substituindo minerais opacos (Figura 3.2C). A apatita ocorre incluída em cristais de quartzo e feldspato e, por vezes, em minerais opacos. Em algumas amostras também se observa a presença de alanita, como inclusão em cristais de feldspato e hornblenda.

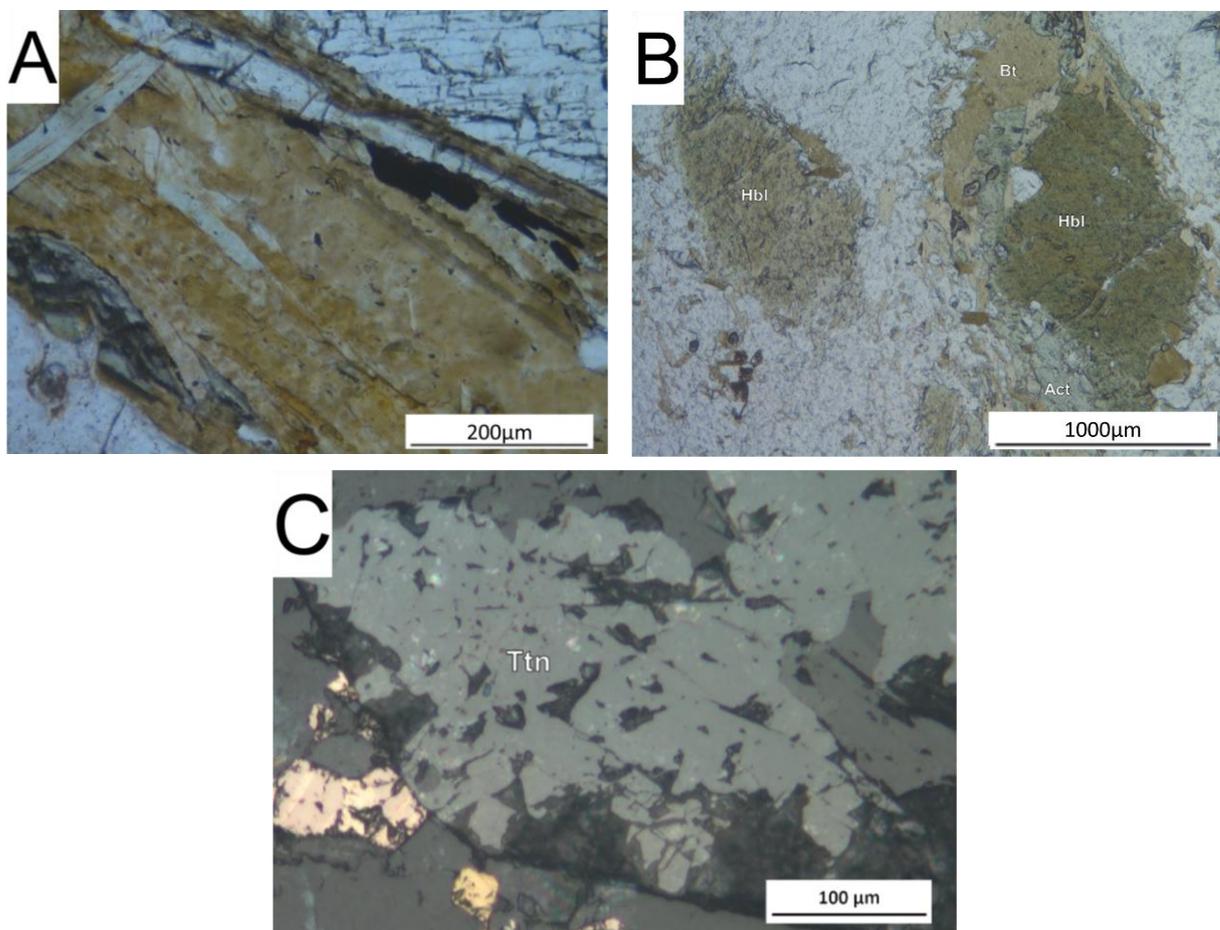


Figura 3.2 Biotita, hornblenda e minerais acessórios da Suíte Alto Maranhão. (A) Cristais orientados de biotita, acompanhados de minerais opacos e clorita. Amostra IN-17, luz transmitida plana; (B) Hornblenda associada à biotita, sendo parcialmente substituída por actinolita. Amostra LS-587, luz transmitida plana; (C) Cristal euédrico de titanita. Amostra IN-8, luz refletida. Act: actinolita; Bt: biotita; Hbl: hornblenda; Ttn: titanita.

O sulfato de bário é encontrado associado a minerais opacos, possui coloração amarelada (Figura 3.3) e pode estar acompanhado de um hidróxido de Fe e Cu, de coloração avermelhada. Pela forma em que está disposto nas amostras, suas propriedades ópticas a luz transmitida e o contexto geológico de rochas de alto Ba-Sr em que se encontra, concluiu-se que ele é proveniente de uma alteração originada na percolação de fluido rico em Cu e Ba, afetando especialmente os minerais opacos aos quais está associado.

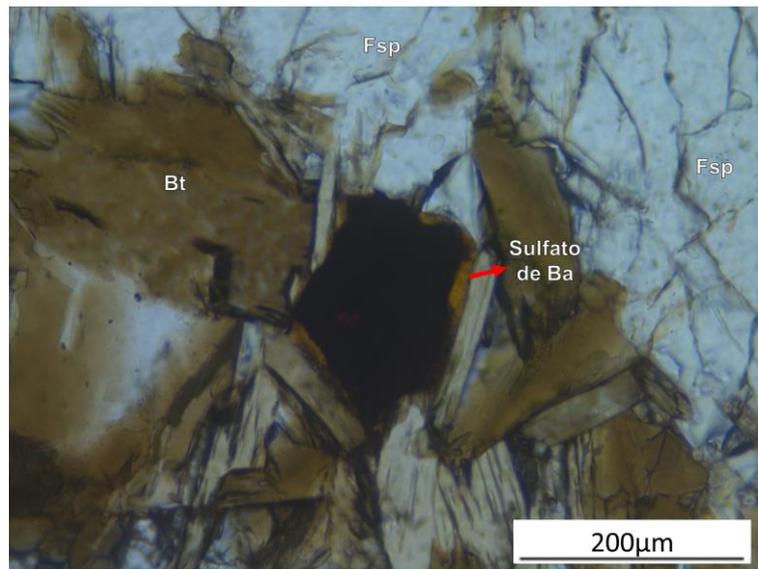


Figura 3.3 Sulfato de bário associado a mineral opaco. Amostra IN-17, luz transmitida plana. Bt: biotita; Fsp: feldspato.

3.1.2 Minerais opacos

Em 22 das 29 amostras estudadas, foram identificados minerais opacos, onde quinze (68 %) possuem minerais opacos primários (Figura 3.4). Eles representam uma porcentagem inferior a 3 % do conteúdo mineral total das rochas, de forma que em cada amostra dificilmente se encontram mais do que dez (10) grãos de minerais opacos. Sua granulação é predominantemente fina, e por essa razão alguns só foram possíveis de serem identificados por meio de microscopia eletrônica de varredura.

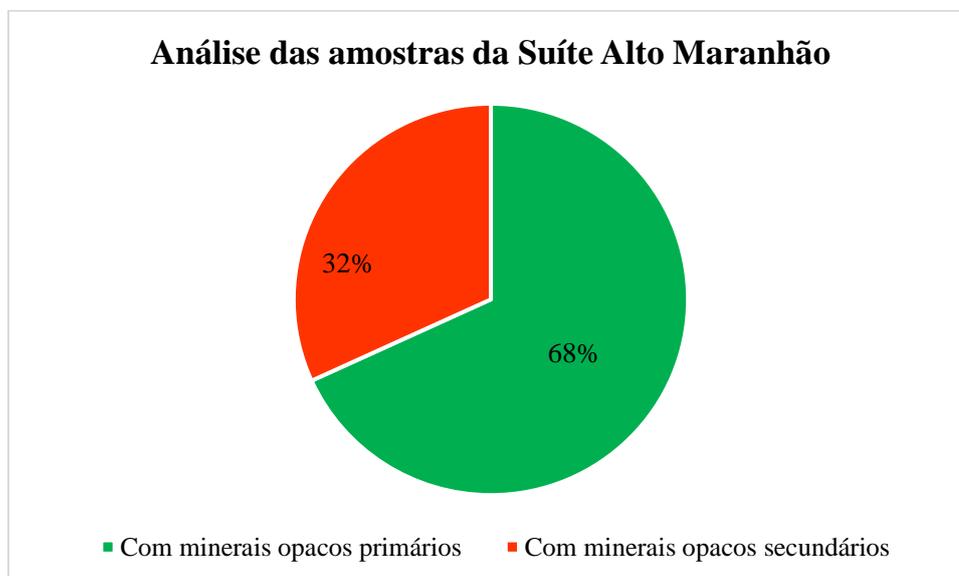


Figura 3.4 Relação entre amostras com minerais opacos primários e secundários.

Os minerais opacos se apresentam de forma aleatória, em sua maior parte, associados a todos os grãos da mineralogia primária das rochas, em especial quartzo, biotita, feldspatos e titanita. Em alguns casos, acompanham a foliação marcada pela biotita e/ou hornblenda orientada, e por vezes estão inclusos nos minerais orientados. Possuem *habitus* predominantemente anédrico, podendo ser encontrados grãos subédricos (Amostras IN-07, RV-14 e RV-18) e em um único caso específico, na forma de um grão euédrico (Amostra RV-18).

Óxidos e sulfetos se fazem presentes em quase todas as lâminas analisadas, sendo eles: ilmenita (Fe_2TiO_3), magnetita (Fe_3O_4), pirrotita ($\text{Fe}_{(1-x)}\text{S}$), pirita (Fe_2S), calcopirita (CuFeS_2), pentlandita ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$) e esfalerita (ZnS). Dentre eles, a ilmenita foi o óxido mais encontrado, e a pirrotita o sulfeto mais presente, enquanto a esfalerita foi vista apenas em uma amostra (IN-8). A magnetita se fez presente em apenas duas amostras (LS-200B e IN-17), em baixa proporção (<1 %).

A ilmenita (Fe_2TiO_3) apresenta grãos anédricos a subédricos, e com coloração um pouco mais escura que a magnetita. Entretanto, sua principal característica que a diferencia do outro óxido é a sua anisotropia. É o mineral opaco mais comum, ocorrendo associado a quartzo, plagioclásio, biotita, titanita, e por vezes clorita e alanita (Figura 3.5A). É o mineral opaco que mais apresenta cristais subédricos, bem como corresponde ao único grão euédrico observado (Figura 3.5B). Em alguns casos, grãos alongados de ilmenita seguem a orientação da biotita na qual está inclusa (Figura 3.5C).

Foi notada uma substituição da ilmenita por titanita em alguns casos (Figura 3.6), onde nas porções mais próximas ao limite entre os minerais, há um expressivo enriquecimento de Ti, tanto em relação à ilmenita quanto à titanita. Uma comparação entre a química dos minerais é apresentada na Tabela 3.1. Nota-se também a presença de elementos traço, como K, V, Mn, P e Al.

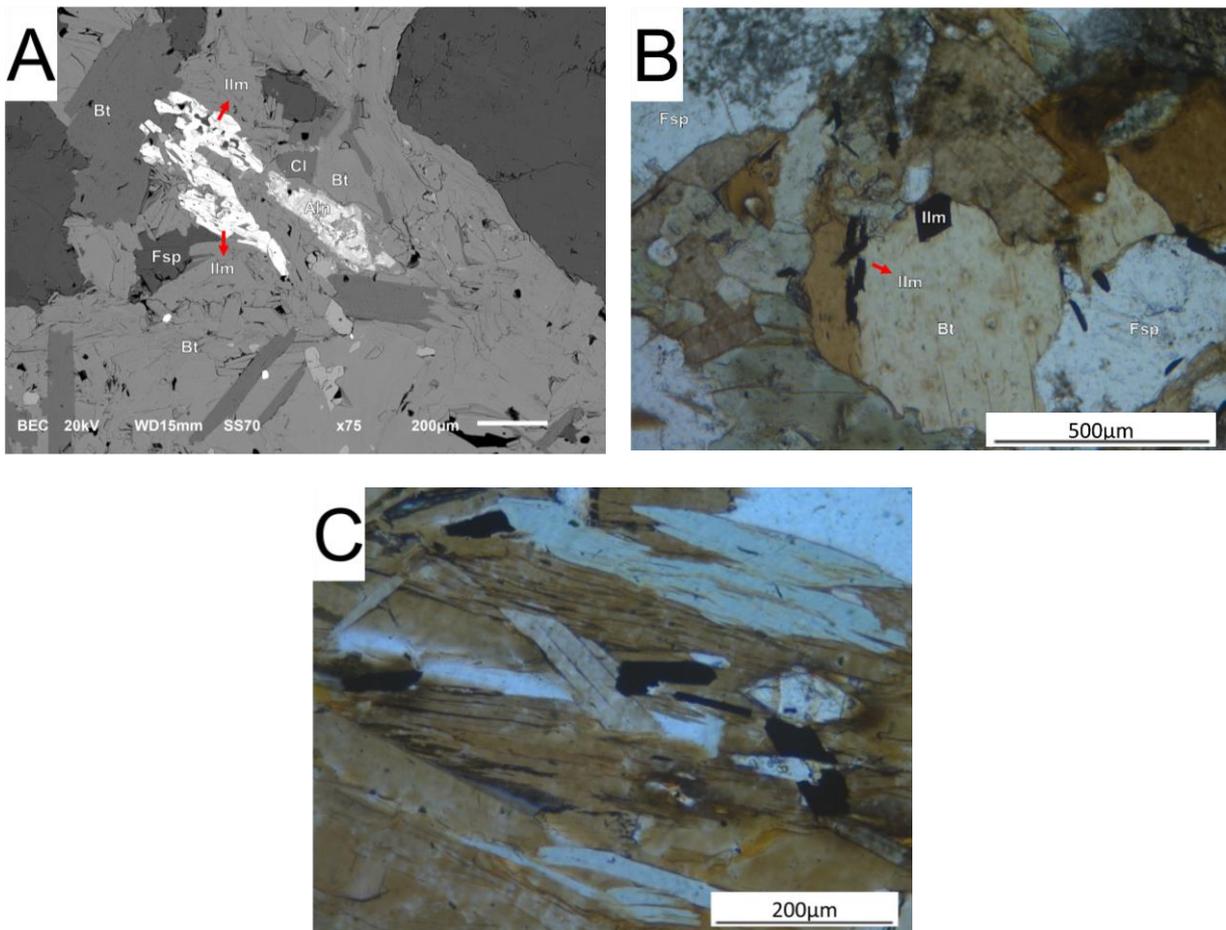


Figura 3.5 Grãos de ilmenita e suas associações. (A) Ilmenita associada a micas e alanita. Amostra RV-17, Fotomicrografia por MEV; (B) Grão euédrico (ao centro), junto a grãos subédricos. Amostra RV-18, luz transmitida plana; (C) Ilmenita seguindo orientação da biotita. Amostra IN-17, luz transmitida plana. Aln: alanita; Bt: biotita; Cl: clorita; Fsp: feldspato; Ilm: ilmenita.

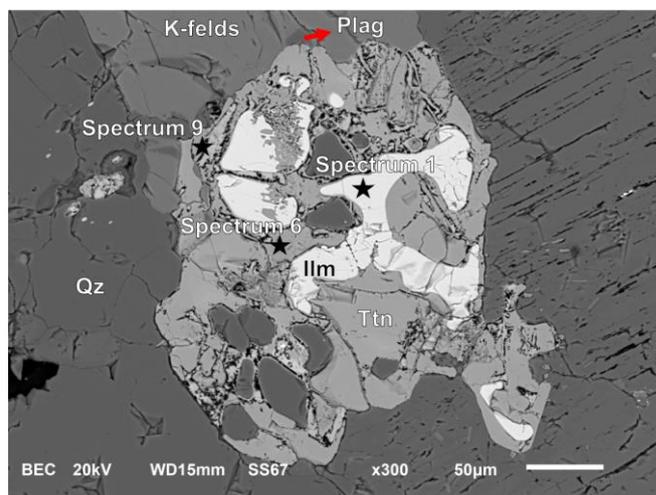


Figura 3.6 Ilmenita sendo substituída por titanita. Amostra IN-5, Fotomicrografia por MEV. Ilm: ilmenita; Ttn: titanita.

Tabela 3.1 Relação entre a composição química (em porcentagem de óxidos) de ilmenita, titanita e variações no teor de Ti. Amostra IN-5. Dados gerados por meio de análise quantitativa por MEV-EDS. Valores normalizados para 100 %.

Elemento	Spectrum 1 (ilmenita)	Spectrum 6 (titanita)	Spectrum 9 (titanita >%Ti)
Al ₂ O ₃		2,65	3,91
SiO ₂	0,25	30,38	4,56
P ₂ O ₅			1,39
K ₂ O			0,17
CaO	0,19	28,8	1,59
TiO ₂	51,06	37,53	76,67
V ₂ O ₅	0,24		0,06
MnO	4,49		0,41
FeO	43,78	0,63	8,47
UO ₂			2,77
Total	100	100	100

A magnetita (Fe₃O₄) apresenta grãos anédricos, com coloração cinza a cinza-branco. Sua principal característica é a isotropia (ou ser isótropa), diferente da ilmenita. Ela ocorre associado a biotita e feldspatos, e é o principal mineral opaco associado aos produtos de alteração por fluido, estando cercado pelo sulfato de bário e hidróxido de Fe-Cu (Figura 3.7A e B). O único mineral opaco que ocorre associado à magnetita é a pirita.

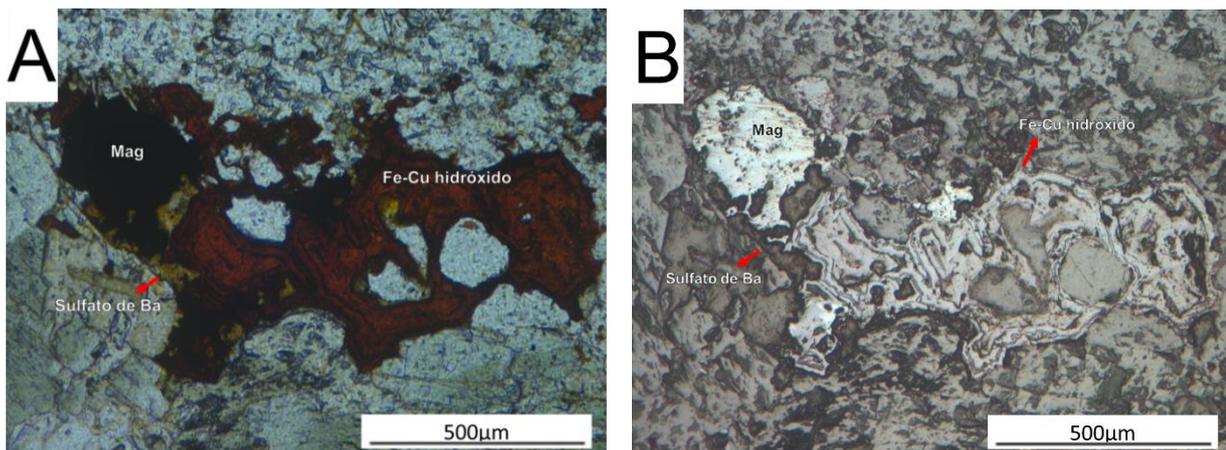


Figura 3.7 Magnetita associada à hidróxido de Fe-Cu e sulfato de Ba. Amostra LS-200B, luz transmitida plana (A) e luz refletida (B). Mag: magnetita.

A pirita (FeS_2) se apresenta predominantemente anédrica, com relevo médio e coloração creme. Entretanto, na maioria das amostras já tem sinais de alteração, indicados pela mudança em sua coloração, que passa para um tom acastanhado. Ela está associada principalmente a feldspatos e biotita, e por vezes à titanita (Figura 3.8A). Na amostra IN-17, ela ocorre em conjunto com a magnetita (Figura 3.8B). Em algumas amostras ela é representada por lamelas escuras, e está associada a bordas de reação, ambas diferenciadas do mineral principal pela coloração, identificada tanto no microscópio de luz refletida, quanto no microscópio eletrônico de varredura. Após análise química, conclui-se que a pirita se apresentava dessa maneira em grãos de pirrotita (Figuras 3.8C e D).

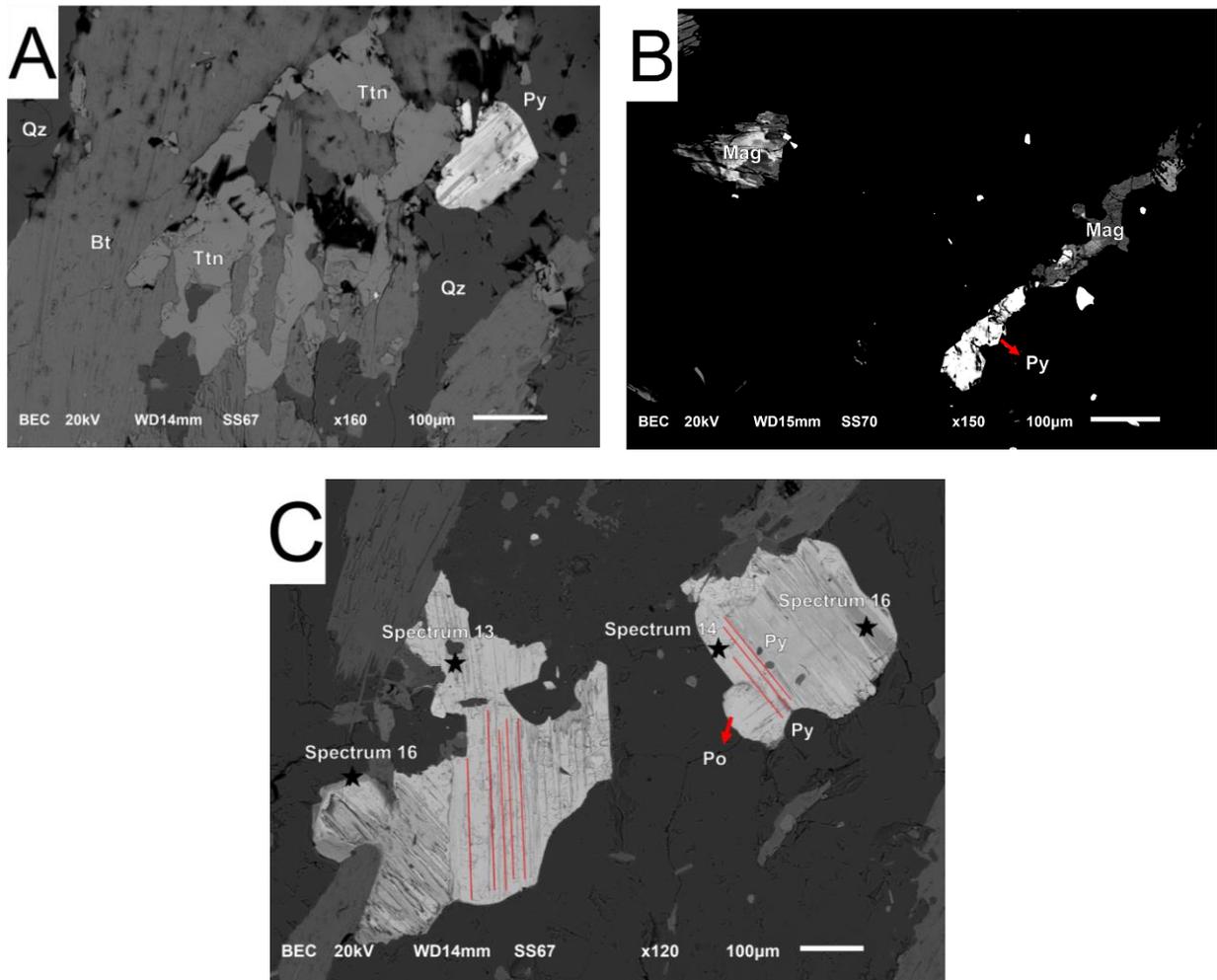


Figura 3.8 Associações e texturas da pirita. (A) Pirita associada a titanita e biotita. Amostra IN-7, fotomicrografia por MEV; (B) Pirita associada a magnetita. Amostra IN-17, fotomicrografia por MEV; (C) Pirita em forma de lamelas (indicada pelas linhas em vermelho) na pirrotita, e borda de reação, indicada pelo *spectrum 16*, associada a pirita (*spectrum 13*) e pirrotita (*spectrum 14*). Há lamela de óxido de ferro associada (*spectrum 10*). Amostra IN-7, fotomicrografia por MEV. Bt: biotita; Fsp: feldspato; Mag: magnetita; Po: pirrotita; Py: pirita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

Foram feitas análises no MEV das lamelas de pirita, da pirrotita e das bordas, indicando um aumento na concentração de Fe, acompanhando de uma mudança na coloração das mesmas (Tabela 3.2). Foi possível distinguir a pirita da pirrotita a partir dos dados obtidos: relacionando os teores de Fe e S encontrados, nota-se que a pirita possui uma porcentagem de S muito maior que a pirrotita, que possui os teores relativamente equilibrados. Há também um óxido de ferro, marcado pela composição predominantemente de FeO (90,46 %). Uma observação é a presença de mercúrio (Hg) na análise dos sulfetos, mas o elemento é fruto de alterações da própria máquina utilizada para as análises, que ocorre devido à superposição de espectros de elementos distintos.

Tabela 3.2 Composição química (em porcentagem de óxido) de pirrotita alterada, lamelas e bordas presentes. Amostra IN-7. Valores normalizados para 100 %.

Elemento	Spectrum 10 (óxido de Fe)	Spectrum 13 (pirita)	Spectrum 14 (pirrotita)	Spectrum 16 (borda)
Al ₂ O ₃				0,52
SiO ₂	0,79			5,81
SO ₂	7,97	63,25	47,42	1
CaO				0,14
FeO	90,6	34,95	51,14	91,55
NiO	0,64			0,98
HgO		1,80	1,44	
Total	100	100	100	100

A pirrotita (Fe_{1-x}S, x = 0-0.2) se apresenta como grãos anédricos, com coloração creme, por vezes alterada para tons mais amarelados. Ela ocorre associada a titanita, feldspatos, quartzo, titanita, pirita e calcopirita, podendo ser encontradas inclusões de apatita. Sua maior frequência de ocorrência se relaciona à calcopirita (Figura 3.9), onde os minerais são distinguidos principalmente pelo contraste na coloração.

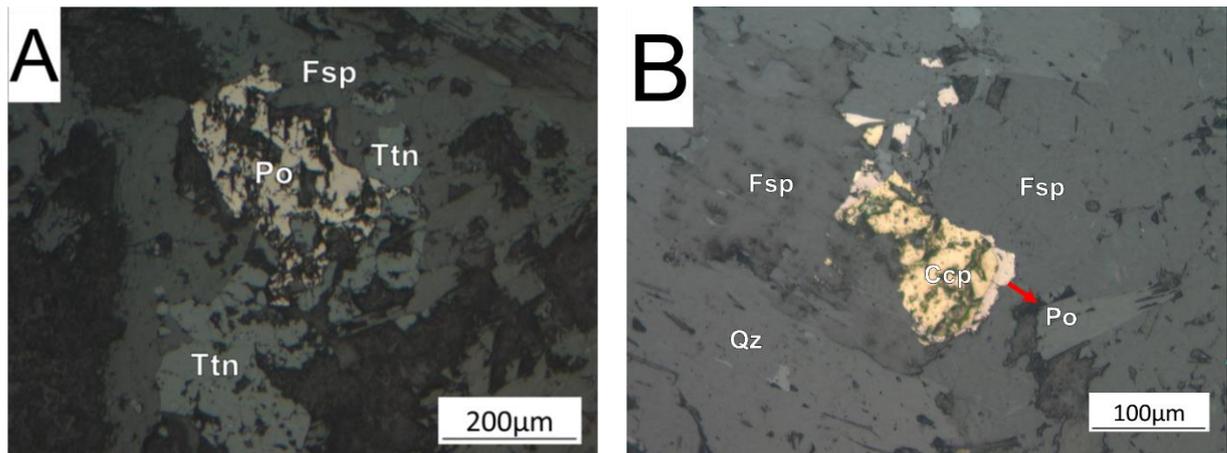


Figura 3.9 Associações da pirrotita. (A) Pirrotita associada a titanita e feldspatos. Amostra IN-8, luz refletida; (B) Pirrotita associada à calcopirita. Amostra IN-8, luz refletida. Ccp: calcopirita; Fsp: feldspato; Po: pirrotita; Qz: quartzo.

Em algumas amostras, foi possível identificar por meio de análises no MEV a presença de pentlandita ($(\text{Fe,Ni})_9\text{S}_8$), que ocorre apenas na forma de lamelas dentro de grãos da pirrotita (Figura 3.10). O sulfeto de níquel foi encontrado exclusivamente na amostra IN-8, na porção noroeste da Suíte Alto Maranhão.

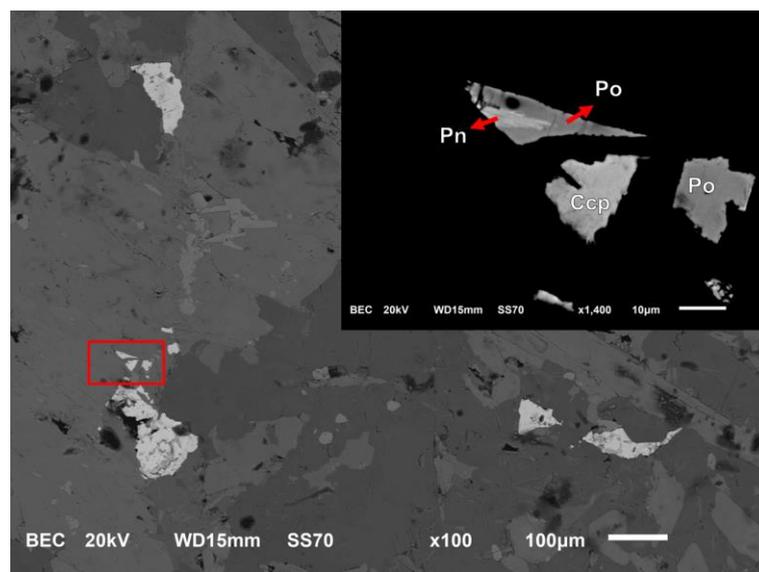


Figura 3.10 Pentlandita em lamelas associada à pirrotita. Amostra IN-8, fotomicrografia por MEV. A imagem em destaque é representada pela delimitação em vermelho na imagem maior. Ccp: calcopirita; Pn: pentlandita; Po: pirrotita.

Além de diferenças na coloração, também é possível distinguir os sulfetos por meio de sua composição química: sendo o único sulfeto de níquel presente nas rochas, a pentlandita possui teores de

Ni mais altos do que a pirrotita, que quando possui o elemento em sua composição, este se apresenta em valores menores que 2,5 %. Além disso, a pentlandita possui traços de cobalto (Co), comum como impureza no sulfeto. A Tabela 3.3 e a Figura 3.11 exemplificam essas diferenças.

Tabela 3.3 Composição química (em porcentagem de peso) da pirrotita e da pentlandita presentes na mineralogia da Suíte Alto Maranhão. Amostra IN-8. Valores normalizados para 100 %.

Elemento	Pirrotita	Pentlandita
O	2,07	
S	37,56	33,65
Fe	59,83	33,88
Co		2,68
Ni	0,55	29,79
Total	97,45	100

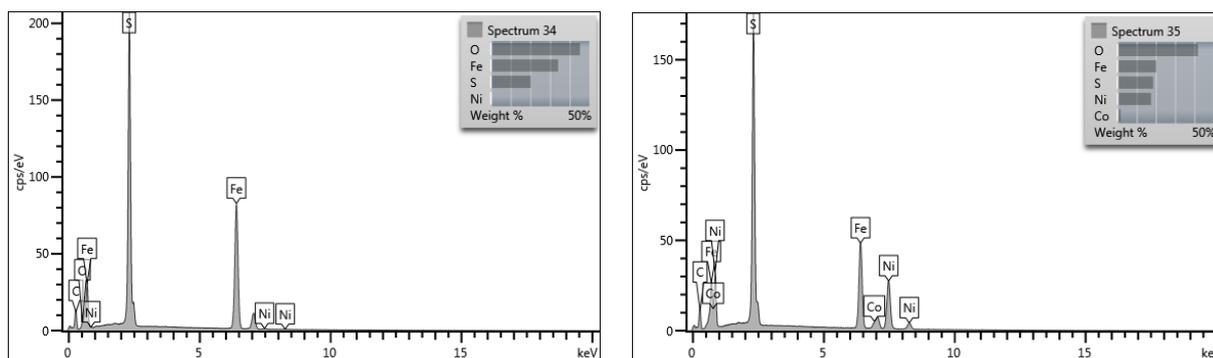


Figura 3.11 Espectros gerados pela análise por MEV-EDS na pirrotita (*spectrum 34*), e lamela de pentlandita (*spectrum 35*), notando a diferença composicional entre os sulfetos.

A calcopirita (CuFeS_2) é encontrada na forma de grãos anédricos a subédricos, com relevo geralmente maior que o dos demais minerais opacos, e com a característica coloração amarela. Por vezes sua coloração também se encontra alterada para um amarelo mais forte, devido a processos de alteração dos sulfetos. Está relacionada a pirrotita, biotita, feldspatos, quartzo e clorita (Figuras 3.12A a C).

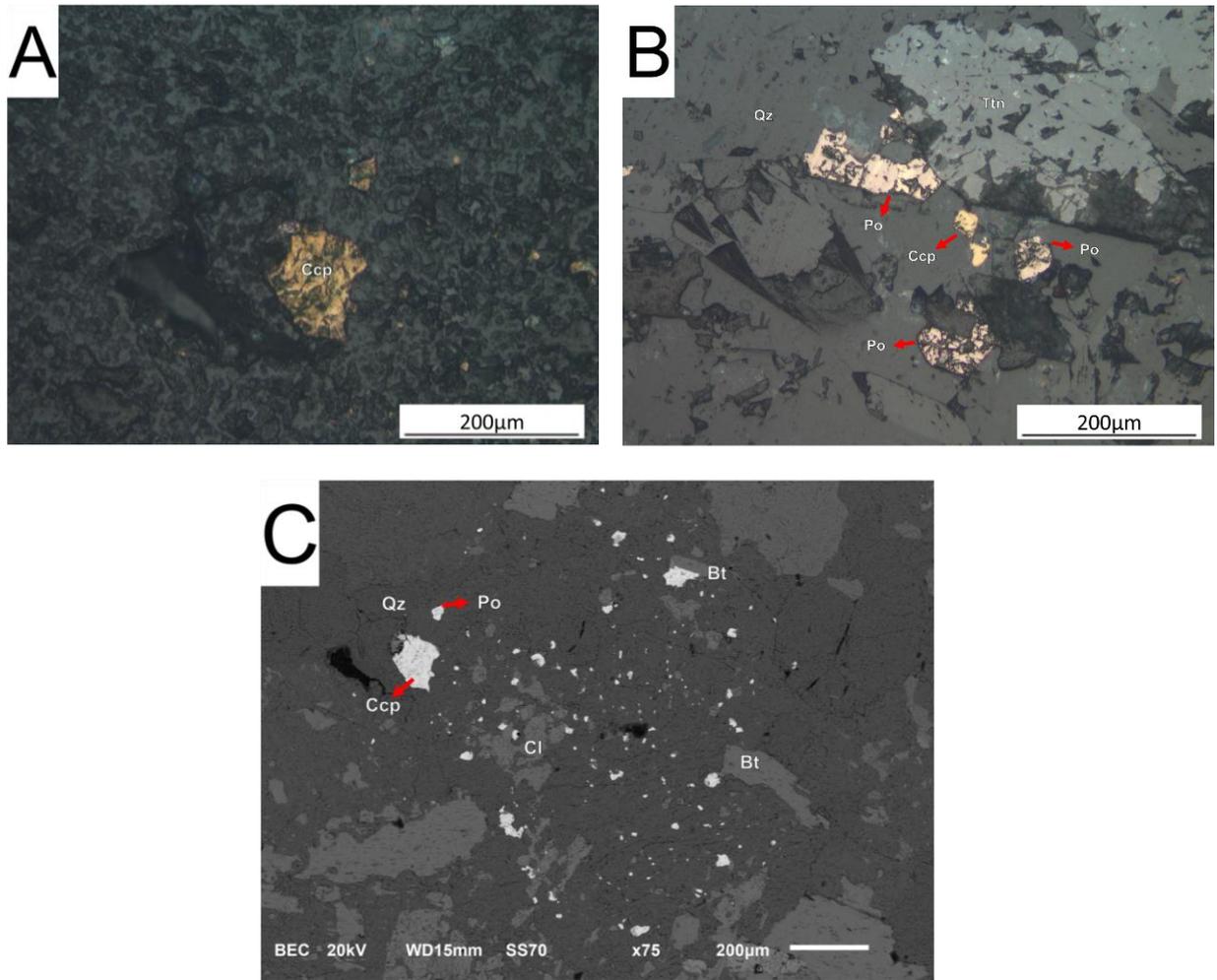


Figura 3.12 Associações da calcopirita; (A) Calcopirita em cristal de plagioclásio. Amostra IN-13, luz refletida; (B) Calcopirita (ao centro) associada a titanita e pirrotita. Amostra IN-8, luz refletida; (C) Calcopirita associada a pirrotita, biotita e clorita. Amostra IN-13, fotomicrografia por MEV. Bt: biotita; Ccp: calcopirita; Cl: clorita; Po: pirrotita; Qz: quartzo; Ttn: titanita.

A esfalerita (ZnS) é o mineral opaco mais raro na suíte, sendo descrito apenas em uma amostra (IN-8). Ele ocorre junto a pirrotita e calcopirita, sendo identificado por meio de análises no MEV (Figura 3.13).

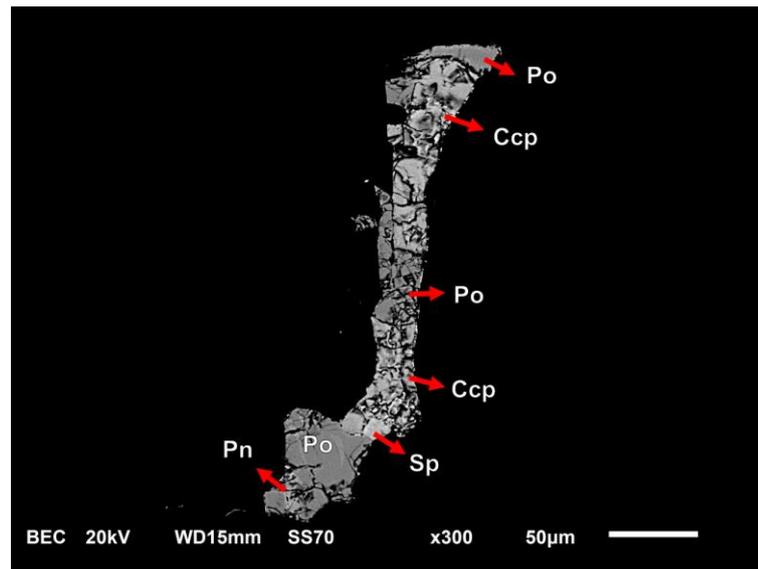


Figura 3.13 Grão de esfalerita associado a outros sulfetos. Amostra IN-8, fotomicrografia por MEV. Ccp: calcopirita; Pn: pentlandita; Pyh: pirrotita; Sp: esfalerita.

Como minerais secundários, tem-se o hidróxido de Fe-Cu, de coloração vermelha a luz transmitida, e cinza a luz refletida, sempre relacionado à magnetita, e por vezes acompanhado de sulfato de bário (Figura 3.6). Em análises do óxido no MEV, nota-se a presença de sílica em sua composição química, tendo porções menos enriquecidas de forma localizada. Além disso, há influência do mesmo na composição da magnetita que se encontra relacionada a ele, adquirindo baixos teores de Cu em sua composição. Os dados são apresentados na Tabela 3.4.

Apresentados os dados, é possível definir, em ordem decrescente de porcentagem de ocorrência, os minerais opacos presentes na Suíte Alto Maranhão: a ilmenita é o óxido (e também mineral opaco) mais abundante nas rochas, seguida da pirrotita. Esta apresenta conteúdo modal consideravelmente maior que a pirita, que possui porcentagem semelhante, ainda que ligeiramente maior, em relação à calcopirita. A magnetita ocorre em menos de 0,5 % da suíte, sendo identificados menos de dez (10) grãos em duas amostras. A pentlandita ocorre como lamelas em alguns grãos de pirrotita e em apenas uma amostra. Por fim, a esfalerita é o mineral opaco com menor ocorrência, tendo sido encontrado apenas um grão.

Tabela 3.4 Composição química (em porcentagem de óxido) do hidróxido de Fe-Cu, e da magnetita associada. Amostra LS-200B. Valores normalizados para 100 %.

Elemento	Hidróxido de Fe-Cu	Hidróxido de Fe-Cu (< %SiO₂)	Magnetita
SiO ₂	11,19	4,72	5,97
P ₂ O ₅	0,41		
SO ₂	0,38	0,48	
CaO	0,46	0,18	0,22
FeO	76,01	89,77	92,07
CuO	11,54	4,84	1,74
Total	100	100	100

Marcussi, M. C. R. 2022, Petrogênese e condições de fugacidade de oxigênio da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro: uma...

4.1 CONSIDERAÇÕES SOBRE A CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA

O estudo mineralógico e microestrutural da Suíte Alto Maranhão revelou, dentre outros aspectos, cristais zonados de plagioclásio, biotita e hornblenda orientadas, corroborando estudos anteriores (Seixas *et al.* 2013; Vieira *et al.* 2020). Quanto à mineralogia opaca, os grãos se apresentam majoritariamente anédricos, e em três lâminas (IN-07, RV-14 e RV-18) foram descritos grãos subédricos. Apenas um grão euédrico foi encontrado, na amostra RV-18. Opacos primários foram encontrados em 15 das 29 lâminas delgadas analisadas, totalizando 52% do quantitativo total.

Em relação à porcentagem dos minerais opacos encontrados, destaca-se a predominância de óxidos em relação aos sulfetos, com a ocorrência de ilmenita em todas as lâminas. No entanto, em termos de variedade, destacam-se os sulfetos, visto que em todas as lâminas ocorrem pirrotita, pirita e/ou calcopirita. Ilmenita e pirrotita são, respectivamente, o óxido e o sulfeto mais abundantes, encontrados conjuntamente em praticamente todas as lâminas. A magnetita, por sua vez, foi identificada em apenas 2 seções delgadas (IN-17 e LS-200B). A Figura 4.1 ilustra a distribuição espacial das amostras em relação à presença dos óxidos e sulfetos.

Destaca-se a coexistência de pirita e pirrotita em algumas amostras (vide Figura 4.1). A pirita é encontrada como cristais isolados em algumas amostras, e em uma delas (IN-7), apresenta-se como substituição da pirrotita (Figura 3.8C). A calcopirita, apesar de estar presente em poucas amostras, é bem destacada por sua coloração, e na maior parte dos grãos já apresenta sinais de alteração, tendo um tom de amarelo mais vibrante, e diferente do usual para o mineral. O mesmo é aplicado à pirita e à pirrotita, que possuem coloração amarelo-amarronzada ao invés de seus tons originais, possivelmente resultado da oxidação dos sulfetos após a confecção das seções delgadas. A pentlandita e a esfalerita são minerais raramente observados, sendo de dimensões muito menores que os demais opacos, fato que permitiu a identificação dos mesmos apenas em análises no MEV.

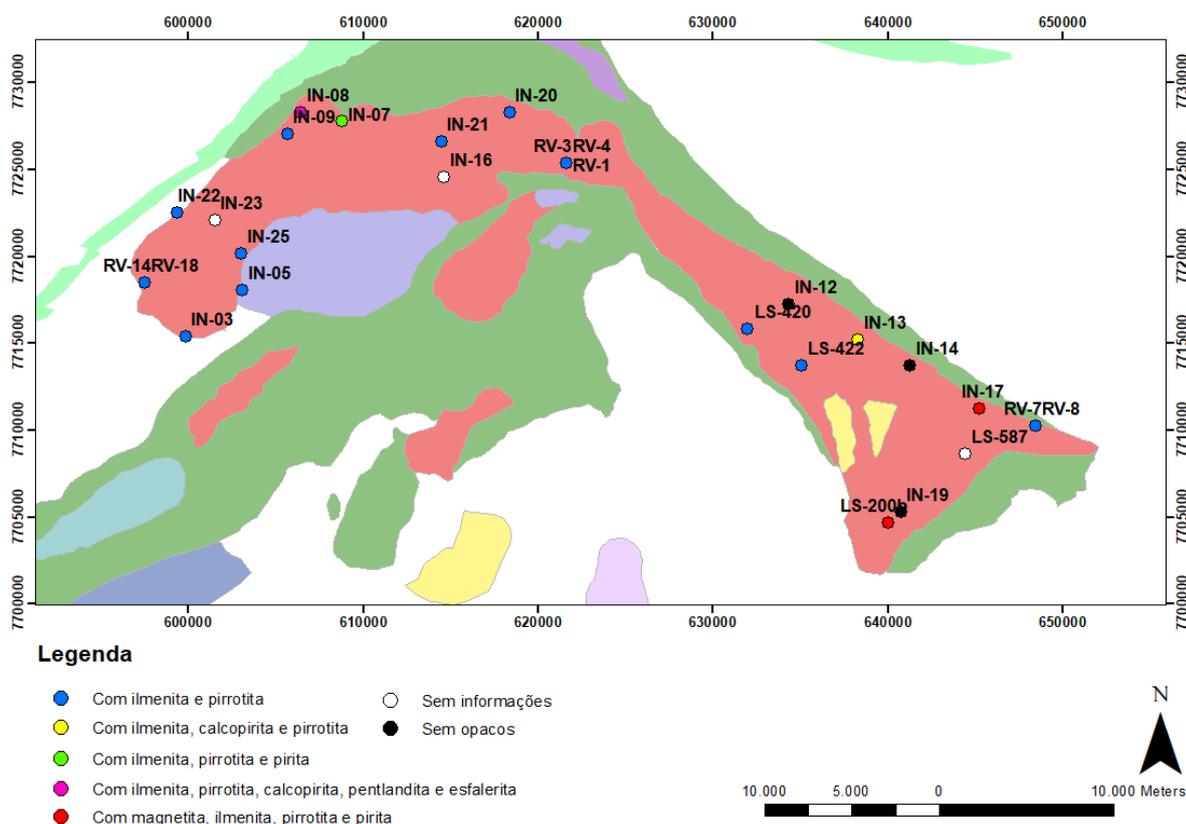


Figura 4.1 Distribuição espacial das amostras, divididas em relação à presença de magnetita, ilmenita e sulfetos. Lâminas marcadas como “sem informações” possuem grãos de opacos muito pequenos (<0,05mm), não sendo possível distinguir propriedades características.

Os dados obtidos neste trabalho combinados àqueles disponíveis na literatura, permite-nos tecer algumas considerações:

- O baixo conteúdo de magnetita observado nas rochas da Suíte Alto Maranhão, potencialmente permitem classificá-las como granitos pertencentes à série da ilmenita. Ainda que presente em baixíssima porcentagem, o volume de magnetita nunca supera o de ilmenita nas amostras analisadas. Em quase todas as amostras estudadas a porcentagem de opacos chega a 3% do conteúdo modal das lâminas, e a ilmenita perfaz cerca de 50% da quantidade de opacos. Este fato se contrasta ao estudo conduzido por Ishihara (1977), que revelou que granitos da série da ilmenita possuem uma porcentagem de óxidos que não chegaria a 1% da mineralogia total das rochas. Nas amostras RV-14 e RV-18 a ilmenita é abundante ao ponto de ultrapassar o conteúdo modal de alguns minerais translúcidos acessórios, como alanita e apatita.

- A mineralogia principal encontrada na Suíte Alto Maranhão consiste em plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, com uma porcentagem de minerais máficos que pode chegar a 40 % (Seixas *et al.*

2013), podendo inferir que as rochas possivelmente seriam classificadas como derivadas de material ígneo, semelhantes aos granitos tipo-I, mas com uma porcentagem de SiO_2 menor do que a destas rochas. A relação dos opacos com a classificação proposta por Whalen & Chappell (1988) também conduziria a essa aproximação, devido à ocorrência de ilmenita, pirita, pirrotita, calcopirita e pentlandita associadas à magnetita, ainda que em pequena quantidade. Os teores de MgO encontrados na biotita (12,48-13,72 %) analisada no MEV são ligeiramente maiores em relação aos encontrados em granitos da série da ilmenita (8,76-11,36 %) (Ishihara 1977; Whalen & Chappell 1988), caracterizados como tipo-S. Eles se aproximam dos valores encontrados para granitos tipo-I.

- Há a coexistência de pirita e pirrotita em algumas amostras, seja com a presença de grãos isolados dos sulfetos (amostra IN-17), ou com a substituição da pirrotita por pirita (amostra IN-7), fato associado a uma oxidação da suíte, e aumento da fO_2 do magma. Essa substituição foi encontrada apenas na porção oeste da Suíte Alto Maranhão, onde há feições indicativas de mistura de magmas.

4.2 MINERAIS OPACOS E CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO DOS MAGMAS GERADORES DA SUÍTE ALTO MARANHÃO

4.2.1 Ilmenita

De acordo com Ishihara (1977), a ilmenita é o óxido dominante em granitos da série da ilmenita, nos quais teria uma participação menor no volume modal das rochas em comparação com a magnetita em rochas da série da magnetita. Granitos da série da ilmenita seriam formados em regiões de um magma mais reduzido, gerando rochas sob condições de menor fO_2 e que teriam contribuição de material crustal em sua cristalização.

Ishihara (1977) também observou que a ocorrência de magnetita se restringia a rochas que não possuem grafita, concluindo que esta última fase mineral atua como excludente do óxido. Neste sentido, ao se analisar a mineralogia opaca da Suíte Alto Maranhão, tem-se que: i) a ilmenita é o óxido dominante; ii) apesar da baixa porcentagem, existem grãos isolados de magnetita em algumas porções do corpo; iii) não se observa a ocorrência de grafita. Tais aspectos, sugerem, como proposto por Ishihara (1977), que ainda que os granitoides da Suíte Alto Maranhão sejam classificados como pertencentes à série da ilmenita (Seixas *et al.* 2013), suas condições de cristalização foram tais que permitiram a formação de magnetita, mas não foram propícias para a geração de grafita.

A Suíte Alto Maranhão é classificada no campo das sanukitoides (Shirey & Hanson 1984), sendo interpretada como produto da fusão parcial de material subductado. Sua gênese, dessa forma, está associada a uma mistura de magmas, constituídos de um magma máfico, oxidado e apresentando

maiores valores de fO_2 , e um magma félsico, de caráter mais reduzido, possivelmente formado com contribuição de material crustal (Seixas *et al.* 2013).

Assim sendo, é possível sugerir um caminho de cristalização para os óxidos observados, sendo: as condições iniciais de formação da Suíte Alto Maranhão eram oxidantes e de alta fO_2 , propiciando a geração de grãos de magnetita em porções localizadas do pluton, e posteriormente de ilmenita. Estas condições foram promovidas por pulso de magma proveniente de fusão do manto metassomatizado (Seixas *et al.* 2013), gerando um pico de oxidação na suíte. Majoritariamente as condições de cristalização foram mais redutoras, relacionadas à fusão parcial da crosta, em especial dos tonalitos previamente localizados na região (*i.e* Suíte Lagoa Dourada, Seixas *et al.* 2012), promovendo um decréscimo na fO_2 , e impossibilitando a continuação de formação de magnetita. O caráter mais reduzido também impediu a geração de lamelas de hematita na magnetita até então presente (processo conhecido como martitização), assim como a geração de grãos do óxido. Esta seria a razão pela qual a ilmenita é o óxido dominante, e o único encontrado na maior parte da suíte. O avanço da cristalização foi acompanhado de um processo de diferenciação magmática, de modo que mesmo com novos pulsos de magma máfico ocorrendo, as condições oxi-redutoras não foram propícias para geração de mais grãos de magnetita.

Outra hipótese para a formação da ilmenita é sua geração a partir de titanomagnetita (Bowles 1977; Broska *et al.* 2007; Broska & Petrik 2011). A titanomagnetita, gerada em condições iniciais de cristalização da rocha, serve como fonte de Ti para cristalização de ilmenita, que seria parte de um estágio tardi-magmático. No entanto, os grãos de magnetita encontrados na Suíte Alto Maranhão foram poucos, e nenhum apresentava teores significativos de Ti, implicando na ausência de titanomagnetita. Com isso, sugere-se que a geração de ilmenita é proveniente do próprio magma, como um dos primeiros minerais a se formar, em condições de maior fO_2 .

Analisando as formas que a ilmenita adquire na Suíte Alto Maranhão, é possível indicar a presença de uma segunda geração do óxido, que se apresenta subédrico, como inclusão ou próximo da biotita, acompanhando sua clivagem. Por vezes, também ocorre próximo a cristais de clorita que substituíram a biotita. Tal aspecto textural também foi observado por Ishihara (1977) e Whalen & Chappell (1988) em granitos das séries da magnetita e da ilmenita.

Whalen & Chappell (1988) afirmam que é possível ocorrer exsoluções de ilmenita e biotita, sendo mais comuns em granitos tipo-S. O silicato máfico se decompõe gerando ilmenita, albita e poucas quantidades de K-feldspato. Uma reação semelhante pode ter ocorrido na Suíte Alto Maranhão, evidenciada na Figura 3.6, onde é possível identificar a presença de ilmenita, albita e K-feldspato próximo à biotita. Há também a presença da titanita, que no contexto evolutivo da Suíte Alto Maranhão,

pode ser fruto de uma reação, marcada pela formação de quartzo e titanita em simplectíticos, quando há associação de ilmenita à hornblenda (Seixas *et al.* 2013).

Gastil *et al.* (1990) encontraram rochas da série da ilmenita que foram interpretadas como sendo geradas em profundidades maiores do que algumas das rochas da série da magnetita na porção sul da Califórnia. Essa interpretação foi realizada baseada em variações relacionadas aos ETR encontrados, e também à suscetibilidade magnética dos corpos. Neste modelo, em ambiente de margem tectônica ativa, o magma que gerou as rochas teve fO_2 decrescendo de acordo com a diferenciação do magma. Com a cristalização das rochas da série da magnetita, elementos que antes faziam parte do magma foram sendo retirados, diminuindo a fugacidade de oxigênio. Em determinada profundidade, a placa subductante passou por desidratação, e foi neste momento que as rochas da série da ilmenita foram geradas. Dessa forma, a classificação independe do ambiente tectônico, visto que ambas as séries neste modelo foram geradas em ambiente de subducção (Figura 4.2).

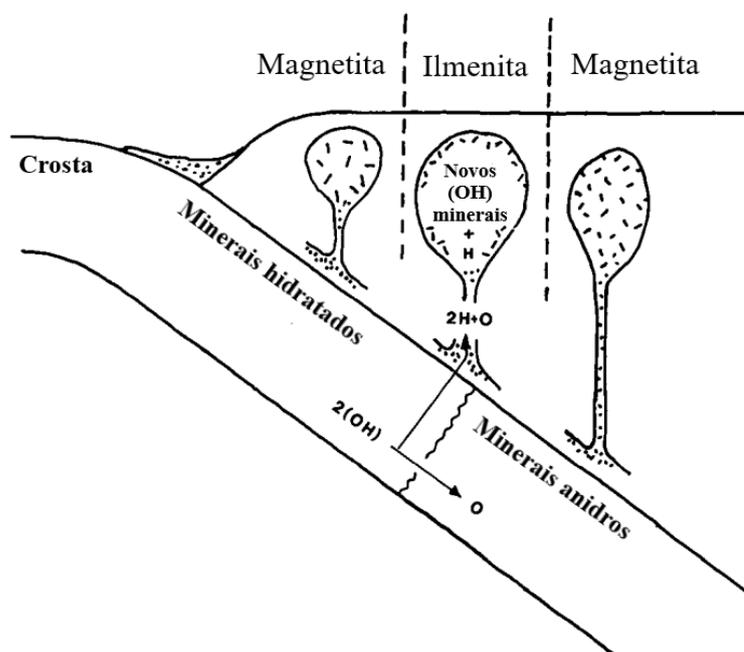


Figura 4.2 Modelo de geração de granitos da série da magnetita e ilmenita em uma zona de subducção. Onde ocorre desidratação da placa, o magma terá baixa fO_2 e alta fH_2O , gerando granitos da série da ilmenita (Gastil *et al.* 1990).

Dentro do contexto da tectônica de placas existente no início do Paleoproterozoico, a subducção ocorrida na região do Cinturão Mineiro teria maior participação de crosta oceânica na geração dos primeiros corpos ígneos do CM, sendo um magma mais oxidado e de maior fO_2 , possibilitando a formação de magnetita. Sabe-se que a Suíte Alto Maranhão marca a transição de um ambiente de arcos de ilhas para arco continental (Moreira *et al.* 2018), e agora há uma mistura de magmas, na qual há

contribuição dessas rochas inicialmente geradas, junto à participação de uma cunha mantélica. O magma, mais diferenciado, possui caráter mais reduzido, mas ainda em condições de cristalizar magnetita, o que explica sua ocorrência localizada. A ilmenita se torna o óxido predominante, e a assembleia mineralógica é mais próxima da de granitos da série da ilmenita.

Tal explicação vai de acordo com o encontrado por Loiselle & Wones (1979) e Wones (1989), que afirmam ser possível encontrar granitos reduzidos, mas sem grande participação de crosta continental, conseqüentemente não tendo a presença de grafita, devido à ausência de fonte sedimentar. Além disso, Wones (1989) apontou que é possível que o magma possa passar por oxidação durante a cristalização das rochas, o que pode ter sido o caso da Suíte Alto Maranhão, visto a presença de pirita gerada após a formação de pirrotita, fato que será discutido mais à frente.

4.2.2 Sulfetos

A coexistência de pirita e pirrotita em granitoides implica em limites de temperatura de cristalização para essas rochas. Arnold (1962) determinou que os sulfetos coexistem em equilíbrio no intervalo entre 325 °C e 743 °C, onde é comum que a pirrotita contenha lamelas menos ricas em Fe, ou seja bordejada por pirita (Figuras 4.3A e B). Posteriormente, a fugacidade de enxofre (fS_2) também teve relação estabelecida para a coexistência dos sulfetos (Toulmin & Barton 1964), de forma que a predominância de grãos de pirrotita em comparação à pirita indica menores valores de fS_2 .

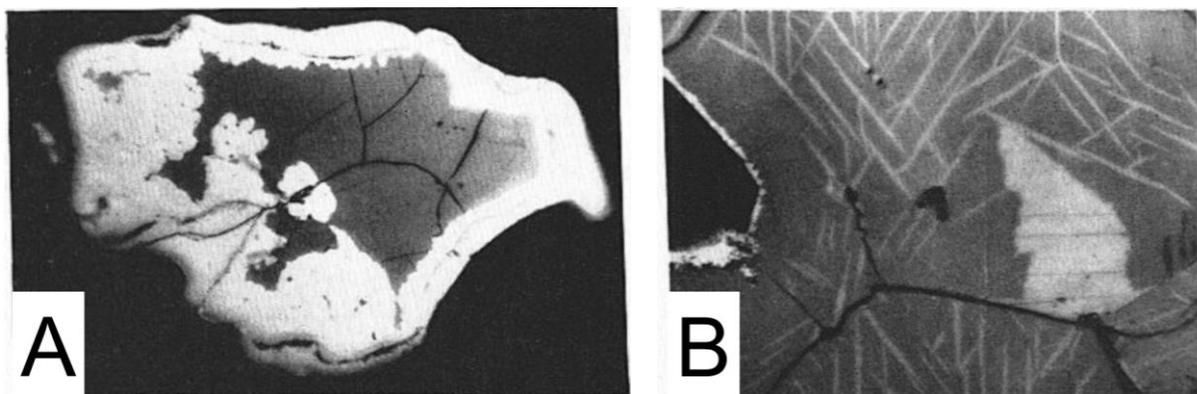


Figura 4.3 Texturas envolvendo pirita e pirrotita. (A) Grão de pirrotita bordejado por pirita (aumento de 700x); (B) Grão de pirrotita com lamelas de pirita (aumento de 1150x) (Arnold 1962).

No presente estudo, foram encontradas lamelas na pirrotita, entretanto ricas em Fe, sendo classificadas como óxidos, e pirita bordejando o sulfeto (Figura 3.8C). Além disso, há a presença de grãos isolados de pirita e pirrotita (Figuras 3.8B e 3.11). A partir dessas informações, pode-se concluir que os dois sulfetos foram gerados de maneira separada: em fases iniciais de cristalização da suíte há

geração de pirita, ocorrendo como grãos isolados, e por vezes próximos a grãos de magnetita. Posteriormente, a pirrotita foi formada, associada à calcopirita, e com traços de Ni. Em alguns locais da porção noroeste da Suíte Alto Maranhão, a quantidade de Ni propiciou a formação de pentlandita (Figura 3.10, amostra IN-8), na forma de finas lamelas. Em condições tardi-magmáticas, deu-se início à substituição da pirrotita por pirita, indicada na Figura 3.8C. É válido destacar que esse processo de substituição foi visto apenas em amostras da porção noroeste da Suíte Alto Maranhão (IN-7), indicando que houve mudanças na fO_2 do magma nesta região. Um aumento na fO_2 propiciaria a formação de pirita, que passa a substituir a pirrotita na forma de finas lamelas.

Outra hipótese para a presença de grãos individuais e em conjunto dos minerais é a cristalização de duas fases de pirita. Em um primeiro momento, com o magma pouco diferenciado, e alta disponibilidade de oxigênio, forma-se magnetita; com o decréscimo na fO_2 , e um aumento na fS_2 , a pirita tem condições de se formar. Posteriormente, há uma redução no sistema e menores valores de fO_2 , de modo que o sulfeto propício a se formar agora é a pirrotita. Essa redução possivelmente está relacionada com a mistura de magmas à qual a Suíte Alto Maranhão passou durante sua cristalização, com predomínio do magma félsico na cristalização da pirrotita. Em estágios finais, com uma nova entrada de oxigênio no sistema devido à ação de fluidos (nesse caso, o responsável pela formação do hidróxido de Fe-Cu representado na Figura 3.7), uma segunda geração de pirita foi gerada, iniciando a substituição dos grãos de pirrotita, como explicitado na Figura 3.8C.

Esta hipótese é corroborada por estudos de Salotti (1964), que afirma que é possível ter a geração de uma segunda geração de pirita sem alterações na temperatura de cristalização, dependendo somente da disponibilidade de O_2 e S_2 no sistema. Ainda, o autor afirma que é necessário um alto volume inicial de oxigênio para que seja possível a geração de magnetita anteriormente à pirita, de forma que o caminho de cristalização seja relacionado principalmente à fS_2 do sistema (Figura 4.4), e defina qual sulfeto será gerado.

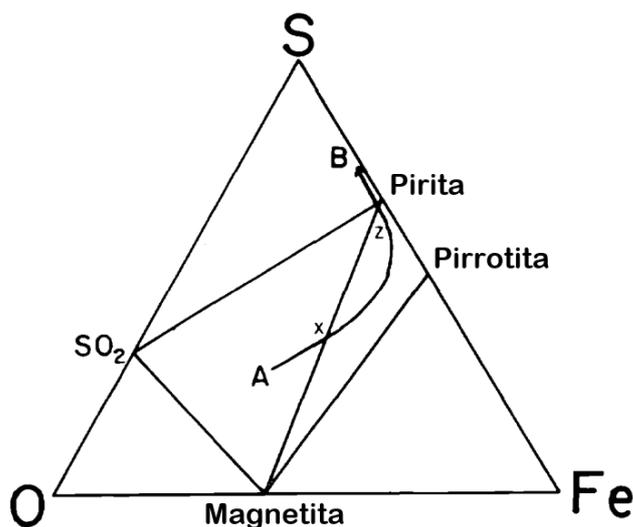


Figura 4.4 Relações entre magnetita, pirita e pirrotita em temperaturas acima de 675°C (Salotti 1964). A pirita é o mineral predominante durante a cristalização até que a curva AB atinja o ponto X, onde a pirrotita passa a ser o sulfeto gerado. Com o avanço da cristalização, e um aumento na atividade de oxigênio, a curva ultrapassa o ponto Z, e a segunda geração de pirita é formada.

Outro ponto que corrobora esse caminho é a presença de bordas e lamelas ricas em Fe na pirrotita (Figura 3.8C). Com o aumento de fO_2 no sistema, além da pirita se tornar o mineral propício para formação, óxidos de Fe também encontram condições propícias para sua formação. Estes passam a bordejar os grãos de pirrotita, e em porções mais ricas em Fe do mineral, passam a substituí-lo, dando origem às lamelas encontradas. Em todos os caminhos de geração dos dois sulfetos, há o limite para cristalização estabelecido por Arnold (1962), e que possibilita restringir os valores de fO_2 aos quais a Suíte Alto Maranhão passou: com a temperatura necessariamente tendo valores entre 325 °C e 742 °C, e sabendo que as rochas são pobres em magnetita, é possível determinar que os valores de fO_2 são iguais ou menores que 10^{-15} bars (Figura 4.5). A partir das curvas das assembleias mineralógicas, pode-se inferir que o limite mínimo para temperatura de cristalização seria próximo de 660 °C, pois abaixo disso a ilmenita não seria estável. Em temperaturas maiores que 743 °C a pirita se desestabilizaria, e não seria possível a coexistência com a pirrotita. Em valores maiores de 10^{-15} para a fO_2 , a magnetita teria condições de se desenvolver, e possivelmente estaria presente em maior quantidade.

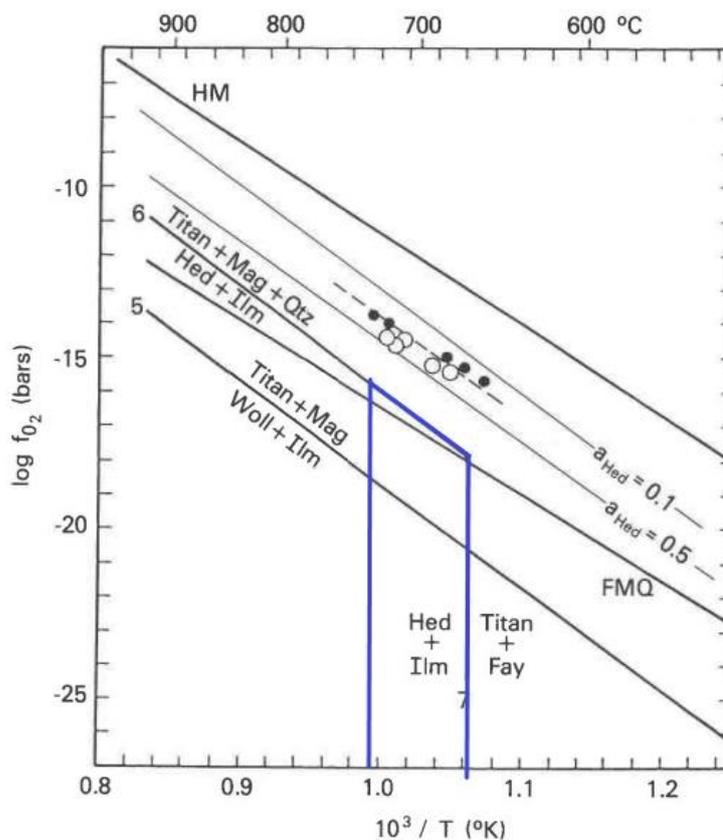


Figura 4.5 Intervalo de estabilidade da assembleia de opacos da Suíte Alto Maranhão, em função da temperatura (T) e fugacidade de oxigênio (f_{O_2}). As linhas azuis sugerem os limites de temperatura e fugacidade de oxigênio para a cristalização das rochas (modificado de Wones 1989).

A pentlandita ocorre associada a pirrotita, calcopirita e esfalerita na Suíte Alto Maranhão, estando em acordo com associações já encontradas (Talapatra 1968; Deer *et al.* 2013). Sua presença em rochas contendo magnetita e ilmenita também é comum. Ela se apresenta como finas lamelas na pirrotita, fato estudado anteriormente por Kullerud (1963) e Durazzo & Taylor (1982), que atestaram que o sulfeto de níquel pode se encontrar com diferentes texturas na pirrotita, como esferas, lamelas e “chamas” ao longo de uma mesma direção. Na suíte estudada, as lamelas não parecem ter uma direção preferencial, e dificilmente se encontram em grande quantidade na pirrotita. A composição dos grãos de pirrotita e as lamelas de pentlandita podem ser representadas dentro do sistema Fe-Ni-S, na solução sólida de monossulfeto (MSS) (Durazzo & Taylor 1982), representado na Figura 4.6. Entretanto, a pentlandita também pode ser formada devido à uma reação peritética envolvendo diferenciação do *melt* relacionado à formação dos sulfetos e produtos da solução sólida MSS anteriormente gerados (Barnes *et al.* 2020). O sulfeto de níquel gerado a partir dessa reação seria enriquecido em Pd, que na solução sólida é excluído durante o fracionamento do líquido.

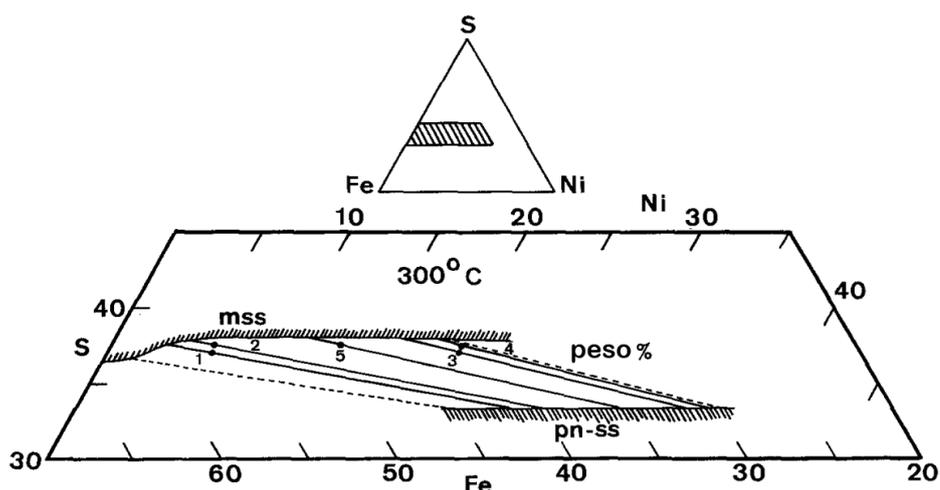


Figura 4.6 Parte do sistema Fe-Ni-S, indicando a solução sólida pentlandita-pirrotita e suas reações a 300 °C. (Durazzo & Taylor 1982). Mss é a solução sólida de monossulfeto, enquanto pn-ss é a pentlandita.

A pentlandita da Suíte Alto Maranhão possivelmente está relacionada à solução sólida devido à ausência de Pd em sua composição. De fato, o sulfeto possui apenas Fe, S e Ni em sua composição química, e em algumas lamelas, traços de Co. Sendo assim, a pentlandita teria se formado posteriormente à pirrotita, iniciando sua formação pelas bordas do sulfeto de ferro, gerando as lamelas encontradas a partir da análise no MEV de alguns grãos. Vale ressaltar que a pentlandita é encontrada apenas na porção mais a norte da Suíte Alto Maranhão (Figura 3.10, amostra IN-8), próxima ao limite com a Zona de Cisalhamento Jeceaba-Bom Sucesso. Estudos anteriores de Seixas e colaboradores (2013) também haviam reportado a ocorrência desse mineral nessa porção da suíte.

A esfalerita é o sulfeto de zinco mais comum de ocorrer em granitos, com gênese relacionada ao resfriamento do magma em condições de alta pressão e temperatura, onde há presença de elementos incompatíveis (Hassler & Roys 1933). O principal mineral opaco associado é a galena (Deer *et al.* 2013), mas há relatos de ocorrência com ilmenita, magnetita e hematita (Suwa *et al.* 1987), além de sulfetos de ferro e cobre (Deer *et al.* 2013). Estudos de granitos de ambientes orogênicos tiveram auxílio na determinação das fontes de cristalização das rochas a partir de análises de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ na esfalerita (Wang *et al.* 2015). Na Suíte Alto Maranhão, a esfalerita foi encontrada associada a pirrotita e calcopirita, o que vai de acordo com estudos anteriores. Entretanto, não foi encontrada galena na mineralogia opaca das rochas estudadas.

Todos os sulfetos encontrados são considerados primários, devido às relações texturais apresentadas entre si e também entre os minerais translúcidos. Outro ponto que corrobora a caracterização destes como minerais primários é a presença do sulfato de bário na mineralogia da Suíte Alto Maranhão. Com disposição aleatória nas amostras, e ocorrendo apenas em porções onde há a

presença de magnetita, o sulfato é interpretado como fruto de alteração promovida por fluido rico em Ba e Cu, podendo estar associado a um hidróxido de Fe-Cu, que também se apresenta próximo apenas de magnetita. Pode-se inferir que a quantidade de SO_2 envolvida neste processo foi voltada totalmente para a produção do sulfato, de forma que a geração de sulfetos secundários seria inviável. O enriquecimento em Ba pode ser proveniente do manto metassomatizado, que se faz presente na cristalização da Suíte Alto Maranhão (Moreira *et al.* 2020).

4.2.3 Anisotropia e suscetibilidade magnética

Rochas com alta presença de magnetita tendem a obter maiores valores de suscetibilidade magnética (SM) devido à magnetização mais forte que o óxido pode adquirir em comparação com outros minerais (Lindsley *et al.* 1966). A suscetibilidade magnética relacionada a ela, e também de outros minerais com propriedades magnéticas depende do tamanho de seus grãos, de forma que quanto maior o grão, maiores valores de SM relacionados a ele. Gastil *et al.* (1990) conseguiram comprovar esses dados e concluir que rochas da série da magnetita teriam maiores valores de SM devido à maior presença do óxido (Figura 4.7). Com a magnetita possuindo valores de SM com magnitude três vezes maior que a ilmenita, a diferença entre as séries de Ishihara é bem definida nesse parâmetro, e a distinção entre elas se torna mais visível.

A suscetibilidade magnética encontrada para a Suíte Alto Maranhão (Nahas 2022), caracterizada como pertencente à série da ilmenita, tem valores que variam entre $63,5 \times 10^{-6}$ e 541×10^{-6} SI, valor em concordância com tonalitos paramagnéticos, e atribuída a minerais com tais características físicas presentes no pluton. Tais valores se apresentam de acordo com o que foi apresentado por Ishihara (1977, 1979), Kanaya & Ishihara (1973) e Gastil *et al.* (1990), onde granitos da série da ilmenita possuem valores de SM que não ultrapassam 130×10^{-5} SI.

Os dados também podem ser comprovados a partir da comparação com outros trabalhos que se utilizam da suscetibilidade magnética, onde: granitos da série da magnetita possuem valores de SM que chegam a 132×10^{-4} SI (Magalhães & Dall'Agnol 1992). Com a presença de enclaves, a suscetibilidade pode aumentar em 10 vezes sua magnitude, em comparação com as rochas hospedeiras (Broska & Petrik 2011).

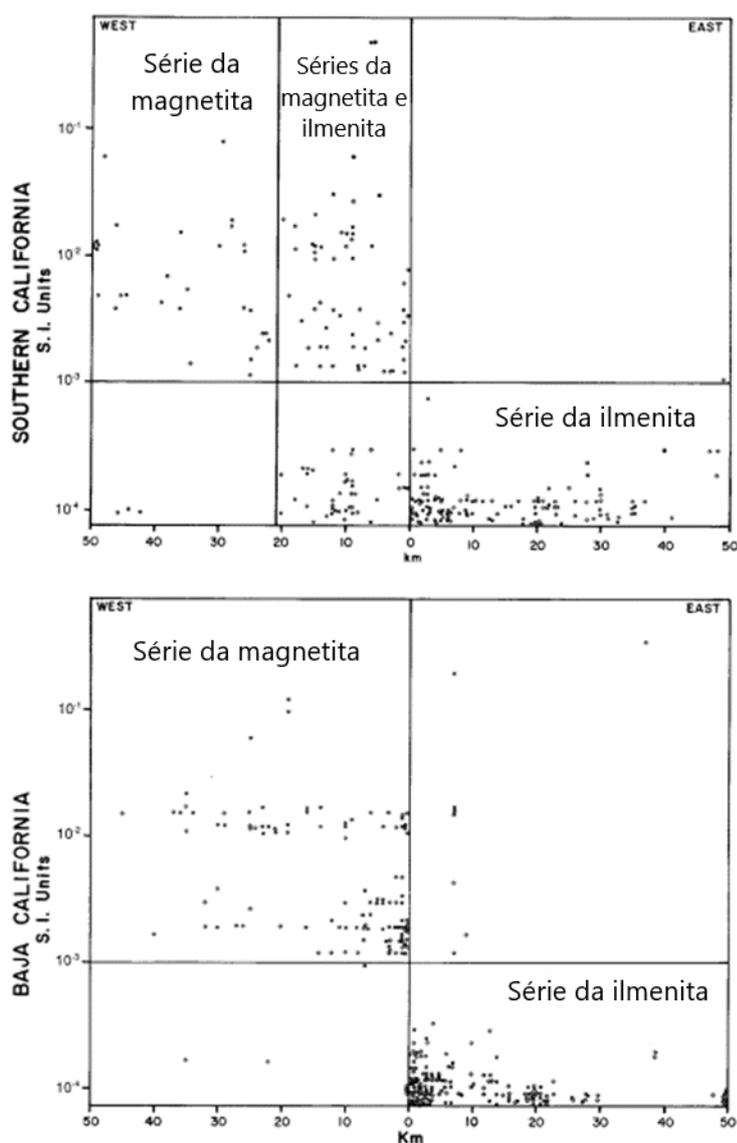


Figura 4.7 Relação entre suscetibilidade magnética e as séries da magnetita e ilmenita (modificado de Gastil *et al.* 1990).

Na Suíte Alto Maranhão, como já mencionado, os grãos de magnetita são pontuais e de pouca participação na mineralogia das rochas, de forma que pouco contribuem para o valor de SM encontrado nas rochas. De fato, a SM se deve especialmente a cristais de biotita e hornblenda, presentes na mineralogia principal das rochas. A foliação magnética encontrada é concordante com a foliação magmática na porção leste do corpo, e discordante na porção oeste, onde a foliação magmática é pouco definida, devido à baixa orientação dos cristais de biotita e hornblenda (vide Nahas 2022).

Outro mineral que possui propriedades magnéticas e está presente na mineralogia opaca é a pirrotita. Assim como para a magnetita, a suscetibilidade no sulfeto aumenta de acordo com seu

tamanho, assim como a saturação de magnetização do mineral (Dekkers 1987). Entretanto, SM da pirrotita é muito menor em comparação com a de outros minerais, de forma que tal fase mineral pouco interfere nos valores encontrados para a Suíte Alto Maranhão.

4.3 COMPARAÇÕES ENTRE A SUÍTE ALTO MARANHÃO E GRANITOIDES SEMELHANTES

Após o estudo dos granitoides pertencentes à Suíte Alto Maranhão, é interessante fazer uma comparação com sanukitoides de outras partes do mundo, baseada na classificação desses de acordo com as séries da magnetita e ilmenita.

A mineralogia opaca da Suíte Alto Maranhão é constituída de ilmenita, pirrotita, pirita, calcopirita, magnetita, pentlandita e esfalerita. Tal associação é comum para granitos da série da ilmenita, à exceção da magnetita. Entretanto, esta foi observada em apenas duas amostras analisadas (LS-200B e IN-17), e em baixa quantidade, de forma que as rochas são classificadas como pertencentes à série da ilmenita. Um caso semelhante ocorreu nos estudos de Takagi (1992), onde granitos tiveram mineralogia classificada como pertencente à série da ilmenita, ainda que possuindo magnetita, pois a mesma se apresentava em pequenas quantidades.

A calcopirita é encontrada em granitos da série da ilmenita, em menor quantidade em comparação com pirrotita e pirita (Whalen & Chappell 1988). Tal fato se repete nos granitos da Suíte Alto Maranhão, onde a pirrotita é o sulfeto dominante, seguido de pirita e calcopirita. Pentlandita e esfalerita não são documentadas em outros trabalhos que envolveram a classificação das séries da magnetita e ilmenita. Além disso, relatos de pentlandita ocorrendo associada a sanukitoides são raros (Lobachi-Zhuchenko *et al.* 2007, 2008), e comumente se referem à mineralogia de rochas associadas aos granitoides de alto Mg#. Esfalerita é um sulfeto que ocorre mais comumente em granitos tipo-S (Sha & Chappell 1999), pois segundo os autores, com o caráter mais reduzido destas rochas, o S presente ocorre na forma de S²⁻ e precipita como este e outros sulfetos durante a cristalização.

Um mineral que ocorre em granitos da série da ilmenita e não foi encontrado no presente trabalho é a grafita. Dita como presente nos granitos da série por Ishihara (1977), o mineral não foi visto em nenhuma das amostras da suíte. Casos semelhantes já ocorreram na literatura (Murata *et al.* 1983; Santos-Dias *et al.* 2019), onde o mineral não foi encontrado, ou se fazia presente apenas em algumas amostras. A ausência deste na mineralogia da Suíte Alto Maranhão pode ser explicada por uma menor contribuição de material sedimentar durante sua cristalização.

Outra explicação para a ausência do mineral está relacionada aos parâmetros de fugacidade de oxigênio e enxofre durante a cristalização. A grafita é estável dentro do intervalo de temperatura

determinado apenas em valores de fO_2 menores que 10^{-17} bars, e valores de fS_2 maiores que $10^{-0.7}$ bars (Murata *et al.* 1983). Além das rochas terem fO_2 estimadas em 10^{-15} bars, o que seriam valores acima do necessário para formação da grafita, os valores de fS_2 possivelmente foram menores durante a cristalização da Suíte Alto Maranhão, pois não seria possível formar pirrotita em fugacidades maiores que $10^{-0.7}$ bars. Dessa forma, mesmo que houvesse fonte para formação de grafita, ela não seria estável nas condições de formação propostas.

Os valores de fugacidade de oxigênio propostos para a cristalização da Suíte Alto Maranhão são semelhantes com outros apresentados para rochas de mineralogia opaca semelhante. Granitos estudados por Santos-Dias e colaboradores (2019) pertencentes à série da ilmenita e isentos de grafita tiveram fO_2 definida no intervalo entre 10^{-15} e 10^{-17} bars. Estes, classificados como granitos tipo-S, tiveram valores de fO_2 semelhantes a granitos tipo-I, que não possuíam magnetita. O intervalo proposto no presente trabalho para a fO_2 das rochas também não ultrapassa 10^{-15} bars.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÕES

O presente trabalho teve como objetivo geral o estudo das condições petrogenéticas operantes durante a cristalização da Suíte Alto Maranhão, a partir da análise de sua assembleia de minerais opacos, de forma a definir temperatura de cristalização e fugacidade de oxigênio envolvidas na gênese dessas rochas. A determinação de tais parâmetros auxilia a compreender melhor sobre o período no qual as rochas foram geradas, visto que a transição Sideriano-Riacciano é característica de um momento de quiescência tectônica e magmática, além de passar por importantes mudanças nas condições atmosféricas do planeta. A partir da caracterização mineralógica e textural feita por microscopia ótica e microscopia eletrônica de varredura (MEV), foi possível chegar às seguintes conclusões:

- A mineralogia opaca primária da Suíte Alto Maranhão é constituída, em ordem decrescente de ocorrência, de ilmenita, pirrotita, pirita, calcopirita, magnetita, pentlandita e esfalerita. Estes se encontram associados principalmente aos cristais de feldspatos, biotita, titanita e quartzo, presentes na mineralogia principal das rochas. Inclusões de apatita nos grãos de pirrotita são comuns. Por vezes os grãos de ilmenita acompanham a direção de clivagem da biotita e da hornblenda, e a partir dessa relação com os minerais translúcidos foi possível definir que estas se tratavam de ilmenitas secundárias. Lamelas de pirita foram encontradas em grãos de pirrotita, levando a concluir que também há a presença de duas gerações de pirita. Hidróxido de Fe-Cu e sulfato de bário são produtos de alteração, e ocorrem majoritariamente associados aos grãos de magnetita encontrados.

- A partir da assembleia de opacos definida, propõe-se que os primeiros minerais a se cristalizarem foram a magnetita e a pirita, seguidas da ilmenita, em estágios iniciais de cristalização. Pirrotita e calcopirita foram cristalizadas logo após, seguidas da produção de lamelas de pentlandita na pirrotita, e a geração de esfalerita. Por fim, como fruto de alterações nas condições de cristalização da Suíte Alto Maranhão (às quais podem ser representadas pela percolação do fluido responsável pela formação do hidróxido), há a formação de uma segunda geração de pirita, a qual inicia um processo de substituição da pirrotita, e a geração de óxido de Fe/ilmenita. O primeiro é representado por bordas e lamelas presentes na pirrotita, enquanto o segundo é identificado pelos grãos que acompanham planos de clivagem da biotita. Ambos os minerais são fruto da mistura de magmas que ocorre na Suíte Alto Maranhão, que promove picos de oxidação e aumento nos valores de fO_2 durante a cristalização das rochas. A Figura 5.1 ilustra a ordem de cristalização aqui proposta.

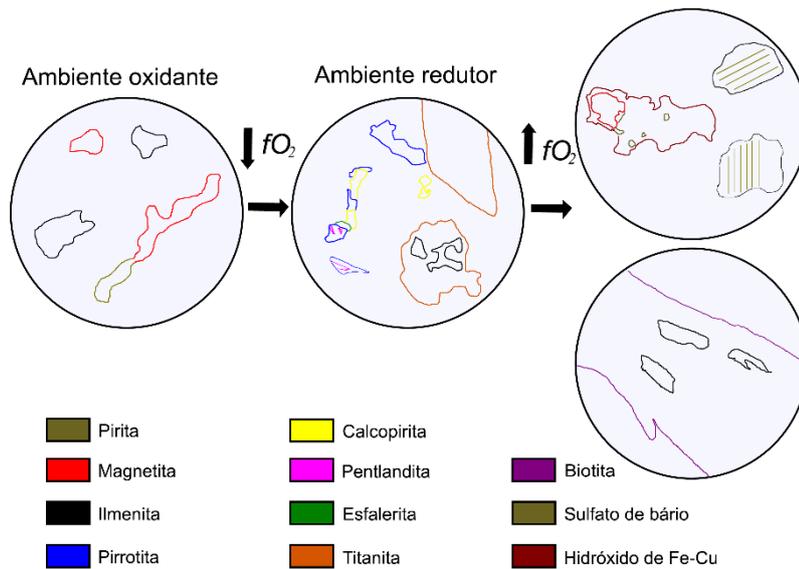


Figura 5.1 Ordem de cristalização proposta para os minerais opacos da Suíte Alto Maranhão.

- De acordo com os estudos de Ishihara (1977), é possível definir que as rochas da Suíte Alto Maranhão fazem parte da série da ilmenita, caracterizada principalmente pela predominância da ilmenita como óxido nas rochas. A magnetita, ainda que presente, ocorre localmente, em algumas amostras da porção sudeste da suíte. Essa classificação é corroborada pela predominância de pirrotita em relação à pirita na mineralogia opaca, característica de granitoides da série da ilmenita (Whalen & Chappell 1988). Além disso, a análise da suscetibilidade magnética das rochas obteve valores característicos da série da ilmenita.

- Com a classificação das rochas dentro da série da ilmenita, foi definido que o intervalo de fO_2 das rochas abrange valores menores que 10^{-15} bars, com temperatura de cristalização entre 660 °C e 742 °C. Temperaturas menores que a deste intervalo fariam com que a ilmenita não fosse estável dentro de associações com anfibólios (no caso do presente trabalho, a hornblenda). Temperaturas maiores impediriam a coexistência de pirita e pirrotita. Valores de fO_2 maiores que 10^{-15} bars propiciariam o desenvolvimento de magnetita, e um magma mais oxidado.

- A fO_2 envolvida na cristalização da Suíte Alto Maranhão passou por um decréscimo durante sua formação, de forma que a magnetita foi gerada nos momentos iniciais, onde o magma era mais oxidado, assim como a pirita e a ilmenita. Posteriormente, menores valores de fO_2 promoveram a formação de pirrotita, calcopirita, pentlandita e esfalerita. A entrada de um fluido rico em Fe e Cu, junto a pulsos de magma máfico inseridos no sistema acarretou em uma oxidação do magma, e aumento nos valores de fO_2 , que originaram as lamelas e bordas de pirita, assim como a ilmenita orientada de acordo com a clivagem da biotita.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilar C., Alkmim F. F., Lana C., Farina F. 2017. Palaeoproterozoic assembly of the São Francisco craton, SE Brazil: New insights from U-Pb titanite and monazite dating. *Precambrian Research* **289**: 95-115.
- Alkmim F. F. & Teixeira W. 2017. The Paleoproterozoic Mineiro Belt and the Quadrilátero Ferrífero. In: Heilbron M. (eds), São Francisco Craton, Eastern Brazil, Springer, *Cham*, p. 71-94.
- Arnold, R. G., 1962. Equilibrium relations between pyrrhotite and pyrite from 325 degrees to 743 degrees C. *Economic Geology* **57**(1): 72-90
- Ávila C. A., Teixeira W., Cordani U.G., Moura C.A.V., Pereira R.M. 2010. Rhyacian (2.23-2.20 Ga) juvenile accretion in the southern São Francisco craton, Brazil: geochemical and isotopic evidence from the Serrinha magmatic suite, Mineiro belt. *Journal of South American Earth Sciences* **29**: 464-482.
- Ávila, C. A., Teixeira, W., Bongioiolo, E.M., Dussin, I.A., 2014. The Tiradentes suite and its role in the Rhyacian evolution of the Mineiro belt-São Francisco Craton: geochemical and U-Pb geochronological evidences. *Precambrian Research* **243**: 221-251.
- Barbarin, B. 1990. Granitoids: Main petrogenetic classifications in relation to origin and tectonic setting. *Geological Journal*, **25** (3-4): 227-238.
- Barbosa N.S. 2015. *Evolução Paleoproterozoica do Cinturão Mineiro: Geocronologia U-Pb, isótopos de Nd-Hf-Sr e geoquímica de rochas plutônicas*. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, 229p.
- Barbosa, N. S.; Teixeira, W.; Ávila, C. A.; Montecinos, P. M.; Bongioiolo, E. M. 2015. 2.17-2.10 Ga plutonic episodes in the Mineiro belt, São Francisco Craton, Brazil: U-Pb ages, geochemical constraints and tectonics. *Precambrian Research* **270**: 204-225.
- Bowles, J. F. W. 1977. A method of tracing the temperature and oxygen-fugacity histories of complex magnetite-ilmenite grains. *Mineralogical Magazine* **41**: 103-109.
- Broska I.; Harlov D.; Tropper P.; Siman P. 2007. Formation of magmatic titanite and titanite-ilmenite phase relations during granite alteration in the Tribec Mountains, Western Carpathians, Slovakia. *Lithos* **95**: 58-71.
- Broska I. & Petrík I. 2011. Accessory Fe-Ti oxides in the West-Carpathian I-type granitoids: witnesses of the granite mixing and late oxidation processes. *Mineral Petrology* **102**: 87-97.
- Buddington, A. F. & Lindsley, D. H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology* **5**(2): 310-357.
- Campos J. C. S. 2004 *O lineamento Jeceaba-Bom Sucesso como limite dos terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do cráton São Francisco meridional: evidências geológicas, geoquímicas (rocha total) e geocronológicas (U-Pb)*. Dissertação de Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 191p.
- Carmichael, I. S. E. 1966. The Iron-Titanium Oxides of Salic Volcanic Rocks and their Associated Ferromagnesian Silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **14**: 36-64.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**: 173-4.

Marcussi, M. C. R. 2022, Petrogênese e condições de fugacidade de oxigênio da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro: uma...

Condie, K.C.; O'Neill, C. & Aster, R.C. 2009. Evidence and implications for a widespread magmatic shutdown for 250 My on Earth. *Earth and Planetary Science Letters* **282**: 294–298.

Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (3rd edition). 2013. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Mineralogical Society of Great Britain and Ireland, 498p.

Duke, E. F. & Rumble III, D. 1986. Textural and isotopic variations in graphite from plutonic rocks, South-Central New Hampshire. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **93**(4): 409-419.

Durazzo, A. & Taylor, L. A. 1982. Exsolution in the Mss-Pentlandite System: Textural and Genetic Implications for Ni-Sulfide Ores. *Mineral Deposita* **17**: 313-332.

French, B. M. 1966. Some Geological Implications of Equilibrium between Graphite and a C-H-O Gas Phase at High Temperatures and Pressures. *Reviews of Geophysics* **4**(2): 223.

Frost, B. R. & Lindsley, D. H. 1991. Occurrence of iron-titanium oxides in igneous rocks. *Oxide Minerals* **12**: 433-468.

Gastil, G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., Erskine, B. 1990. *Chapter 2: The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California*. In: Anderson, J. L. (ed.). *The Nature and Origin of Cordilleran Magmatism*, p. 19-32.

Hassler, E. L. & Roys, H. C. 1933. Rare elements in Oklahoma sphalerite. *Academic of Science*: 67-68.

Helmy, H. M., Ahmed, A. F., El Mahallawi, M. M., Ali, S. M. 2004. Pressure, temperature and oxygen fugacity conditions of calc-alkaline granitoids, Eastern Desert of Egypt, and tectonic implications. *Journal of African Earth Sciences* **38**(3): 255-268.

Ishihara, S. 1977. The Magnetite-series and Ilmenite-series Granitic Rocks. *Mining Geology* **27**: 293-305.

Ishihara, S. 1979. Lateral variation of magnetic susceptibility of the Japanese granitoids. *The Journal of the Geological Society of Japan* **85**: 509-523.

Ishihara, S. (1st edition) 1981. *The granitoid series and mineralization*. In: Skinner, B. J. (ed.). *Economic Geology, Seventy-fifth Anniversary-volume*, p. 458-484.

Kanaya, H. & Ishihara, S. 1973. Regional variation of magnetic susceptibility of the granitic rocks in Japan. *The Journal of the Japanese Association of Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists* **68**(7): 211–224.

Kullerud, G. 1963. Thermal stability of pentlandite. *The Canadian Mineralogist* **7**(3): 353-366.

Lacerda, S. G.; Soares, W.; Gonçalves, L.; Gonçalves, C.; Pinheiro, M. A. 2021. Petrografia e geoquímica do Granitoide Cupim: implicações de leucogranitos peraluminosos na porção setentrional do Cinturão Mineiro, sul do cráton São Francisco - Minas Gerais, Brasil. *Contribuições à Ciência e Técnica dos(as) Jovens Geólogos(as) Brasileiros(as)* **1**: 104-118.

Lindsley, D. H., Andreasen, G. E., Balsley, J. R. 1966. Magnetic properties of rocks and minerals. In: Clark, S. P. (ed.). *Handbook of physical constants (Revised edition)*: Geological Society of America Memoir **97**: 543-552.

Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H., Chekulaev, V. P., Guseva, N. S., Arestova, N. A., Kovalenko, A. V. 2007. Geology and petrology of the Archean high-K and high-Mg Panozero Massif, Central Karelia. *Petrology* **15**(5): 459-487.

Lobach-Zhuchenko, S. B., Rollinson, H., Chekulaev, V. P., Savatenkov, V. M., Kovalenko, A. V., Martin, H., Suseva, N. G., Arestova, N. A. 2008. Petrology of a Late Archaean, highly potassic, sanukitoid pluton from the Baltic Shield: insights into Late Archaean mantle metasomatism. *Journal of Petrology* **49**(3): 393-420.

Lopes, S. R. 2020. *Petrografia e geocronologia de diques intrusivos em granitoides da Suíte Lagoa Dourada – Cinturão Mineiro, MG*. MS Thesis, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 85p.

Lopes S. R.; Gonçalves, L. & Gonçalves, C. C. 2020. Arcabouço Estrutural, Petrografia e Idades U-Pb em Zircão de Diques Intrusivos em Granitoides da Suíte Lagoa Dourada (2350 Ma) – Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ* **43**: 66-81.

Magalhães, M. S. & Dall'agnol, R. 1992. Estudo de minerais opacos e suscetibilidade magnética nos granitos Musa e Jamon (região de Rio Maria-SE do Pará) e suas implicações petrológicas. *Revista Brasileira de Geociências* **22**(2): 184-197.

Martins L.A. 2008. *Aspectos de campo, petrográficos, química mineral, litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geoquímica isotópica Sm-Nd de tonalitos paleoproterozóicos da porção setentrional da suíte Alto Maranhão, Minas Gerais*. MS Thesis, Universidade de Ouro Preto, Ouro Preto, 159p.

Moreira H. M., Seixas L., Storey C., Fowler M., Lasalle S., Stevenson R., Lana C. 2018. Evolution of Siderian juvenile crust to Rhyacian high Ba-Sr magmatism in the Mineiro Belt, southern São Francisco Craton. *Geoscience Frontiers* **9**: 977-995.

Moreira H., Storey, C., Fowler, M., Seixas, L., Dunlop, J. 2020. Petrogenetic processes at the tipping point of plate tectonics: Hf-O isotope ternary modelling of Earth's last TTG to sanukitoid transition. *Earth and Planetary Science Letters* **551**: 116558

Murata, M., Itaya, T. & Ueda, Y. 1983. Sulphide and oxide minerals from the Ohmine granitic rocks in Kii Peninsula, central Japan, and their primary paragenetic relations. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **84**(1): 58-65.

Nahas, I. C. 2022. *Anisotropia de suscetibilidade magnética de granitoides da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro, Cráton São Francisco Meridional*. Dissertação de Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 85p.

Noce C.M., Teixeira W., Queménéur J.J.G., Martins V.T.S., Bolzaquini E. 2000. Isotopic signatures of Paleoproterozoic granitoids from the southern São Francisco Craton and implications for the evolution of the Transamazonian Orogeny. *Journal of South American Earth Sciences* **13** (3): 225–239.

Partin, C.A.; Bekker, A.; Sylvester, P.J.; Wodicka, N.; Stern, R.A.; Chacko, T. & Heaman, L.M. 2014. Filling in the juvenile magmatic gap: evidence for uninterrupted Palaeoproterozoic plate tectonics. *Earth and Planetary Science Letters* **388**: 123–133.

Pitcher W. S. 1983. Granite type and tectonic environment. In: K.J. Hsii, Mountain Building Processes. Academic Press, London, p. 19-40.

Prinz, M., Keil, K., Green, J. A., Reid, A. M., Bonatti, E., & Honnorez, J. 1976. Ultramafic dredge samples from the equatorial mid-atlantic ridge and fracture zones. *Journal of Geophysical Research* **81**(23): 4087-4103.

- Marcussi, M. C. R. 2022, Petrogênese e condições de fugacidade de oxigênio da Suíte Alto Maranhão, Cinturão Mineiro: uma...
- Rudnick R.L. 1995. Making continental crust. *Nature* **378**: 571–578.
- Salotti, C. A. 1964. The possible role of oxygen in the anomalous pyrite-pyrrhotite relation. *Economic Geology* **59**: 1588-1595.
- Santos Dias, J.C., Gonçalves, L. & Gonçalves, C.C. 2019. Contrasting oxygen fugacity of I- and S-type granites from the Araçuaí orogen, SE Brazil: an approach based on opaque mineral assemblages. *Mineralogy and Petrology* **113**: 667–686.
- Seixas L.A.R., David J., Stevenson R. 2012. Geochemistry, Nd isotopes and U-Pb geochronology of a 2350 Ma TTG suite, Minas Gerais, Brazil: implications for the crustal evolution of the southern São Francisco craton. *Precambrian Research* **196**: 61-80.
- Seixas L. A. R., Bardintzeff J. M., Stevenson R. & Bonin, B., 2013. Petrology of the high-Mg tonalites and dioritic enclaves of the ca. 2130 Ma Alto Maranhão suite: Evidence for a major juvenile crustal addition event during the Rhyacian orogenesis, Mineiro Belt, southeast Brazil. *Precambrian Research* **238**: 18-41.
- Sha, L. K. & Chappell, B. W. 1999. Apatite chemical composition, determined by electron microprobe and laser-ablation inductively coupled plasma mass spectrometry, as a probe into granite petrogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **63**(22): 3861-3881.
- Shirey, S. B. & Hanson, G. N. 1984. Mantle-derived Archean monozodiorites and trachyandesites. *Nature* **310**(19): 222-224.
- Silva, L.C., Armstrong, R., Noce, C.M., Carneiro, M.A., Pimentel, M., Pedrosa-Soares, A. C., Leite, C.A., Vieira, V.S., Silva, M.A., Paes, V.J.C., Cardoso Filho, J.M., 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb Shrimp, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Craton São Francisco meridional. *Revista Brasileira de Geociências* **32**: 513–528.
- Spencer, C.J.; Murphy, J.B.; Kirkland, C.L.; Liu, Y. & Mitchell, R.N. 2018. A Palaeoproterozoic tectono-magmatic lull as a potential trigger for the supercontinent cycle. *Nature Geoscience*, 5p.
- Suwa, K., Enami, M., Hiraiwa, I., Yang, T. 1987. Zn Mn Ilmenite in the Kuiqi Granite from Fuzhou, Fujian Province, East China. *Mineralogy and Petrology* **36**: 111-120.
- Takagi, T. 1992. Mineral equilibria and crystallization conditions of Ukan Granodiorite (ilmenite-series) and Kayo Granite (magnetite-series), San'yo Belt, Southwest Japan. *Journal of the Geological Society of Japan* **98**(2): 101-124.
- Talapatra, A. K. 1968. Sulfide Mineralization Associated with Migmatization in the Southeastern Part of the Singhbhum Shear Zone, Bihar, India. *Economic Geology* **63**: 156-165.
- Teixeira W. 1985. *A Evolução Geotectônica da Porção Meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 207p.
- Teixeira W., Ávila, C.A., Dussin I.A., Corrêa Neto A.V., Bongioiolo E.M., Santos J.O.S., Barbosa N. 2015. Zircon U-Pb-Hf, Nd-Sr constraints and geochemistry of the Resende Costa Orthogneiss and coeval rocks: new clues for a juvenile accretion episode (2.36-2.33 Ga) in the Mineiro belt and its role to the long-lived Minas accretionary orogeny. *Precambrian Research* **256**: 148-169.

Toulmin, P. & Barton, P. B. 1964. A thermodynamic study of pyrite and pyrrhotite. *Geochimica et Cosmochimica acta* **28**(5): 641-671.

Vieira R. R. 2019. *Análise petrográfica, microestrutural e de química mineral em rochas da Suíte Alto Maranhão – Cinturão Mineiro*. Dissertação de Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 169p.

Vieira R. R., Gonçalves C. C., Gonçalves L., 2020. Evidências da Colocação Sintectônica de Plutons Revelada por Estudos de Campo, Petrográficos, Microestruturais e de Química Mineral: Estudo de Caso da Suíte Alto Maranhão (2130 Ma), Cinturão Mineiro, Sudeste do Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências – UFRJ* **43** (1): 376-396.

Vincent, E. A. & Phillips, R. 1954. Iron-titanium oxide minerals in layered gabbros of the Skaergaard intrusion, East Greenland Part I. Chemistry and ore-microscopy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **6**(1): 1-26.

Wang, M., Zhang, X., Pi, D., Guo, X. 2016. Zircon U–Pb dating of Pubei granite and strontium isotope from sphalerite of the Xinhua Pb–Zn–(Ag) deposit, Yunkai Area of Guangxi Province, South China. *Acta et Geochim* **35**: 156-171.

Warr, L. N. 2021. IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine* **85**: 291-320.

Whalen, J.B. & Chappell, B.W. 1988. Opaque mineralogy and mafic mineral chemistry of I- and S-type granites of the Lachlan fold belt, southeast Australia. *American Mineralogist* **73**: 281-296.

Wicander R. & Monroe, J. S. (8th edition) 2015. *Historical geology*. Cengage Learning. 448p.

Wones, D.R. 1989. Significance of the Assemblage titanite+magnetite+quartz in granitic rocks. *American Mineralogist* **74**: 744-749.