



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ**  
**CENTRO DE CIÊNCIAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**  
**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOLOGIA**

**RAMON DE OLIVEIRA LINO**

**GEOLOGIA, QUÍMICA MINERAL E GEOCRONOLOGIA DAS OCORRÊNCIAS  
DE Fe-P TIPO KIRUNA (IOA) NO DOMÍNIO DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA  
QUITÉRIA, MUNICÍPIOS DE ARARENDÁ E IPAPORANGA/CE**

**FORTALEZA**

**2019**

RAMON DE OLIVEIRA LINO

GEOLOGIA, QUÍMICA MINERAL E GEOCRONOLOGIA DAS OCORRÊNCIAS DE Fe-  
P TIPO KIRUNA (IOA) NO DOMÍNIO DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA  
QUITÉRIA, MUNICÍPIOS DE ARARENDÁ E IPAPORANGA/CE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geologia. Área de Concentração: Geodinâmica e Recursos Minerais.

Orientador: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente

FORTALEZA

2019

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação  
Universidade Federal do Ceará  
Sistema de Bibliotecas  
Gerada automaticamente pelo módulo Catalog, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)

---

L73g

Lino, Ramon de Oliveira.

Geologia, química mineral e geocronologia das ocorrências de Fe-P tipo Kiruna (IOA) no domínio do arco magmático de Santa Quitéria, municípios de Ararendá e Ipaporanga/CE / Ramon de Oliveira Lino. – 2019.

121 f. : il. color.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Ceará, Centro de Ciências, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Fortaleza, 2019.

Orientação: Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente.

1. Depósitos tipo IOA. 2. Apatita, magnetita. 3. Idade U-Pb. 4. Química mineral. 5. Arco magmático de Santa Quitéria. I. Título.

CDD 551

---

RAMON DE OLIVEIRA LINO

GEOLOGIA, QUÍMICA MINERAL E GEOCRONOLOGIA DAS OCORRÊNCIAS DE Fe-  
P TIPO KIRUNA (IOA) NO DOMÍNIO DO ARCO MAGMÁTICO DE SANTA  
QUITÉRIA, MUNICÍPIOS DE ARARENDÁ E IPAPORANGA/CE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-  
Graduação do Departamento de Geologia da  
Universidade Federal do Ceará, como requisito  
parcial para a obtenção do título de Mestre em  
Geologia. Área de Concentração: Geodinâmica  
e Recursos Minerais.

Aprovado em 24/04/2019.

BANCA EXAMINADORA

---

Prof. Dr. Clóvis Vaz Parente (Orientador)  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Sebastián González Chiozza  
Universidade Federal do Ceará (UFC)

---

Maria Emília Schutesky Della Giustina  
Universidade de Brasília (UNB)

À minha família e amigos.

## AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

Agradeço primeiramente a minha família, a minha companheira de vida Sâmia Dantas, e à sua família que me apoiaram e ajudaram a seguir com o meu trabalho.

Ao professor e orientador Dr. Clovis Vaz Parente primeiramente por ter aceitado minha orientação e pela imensurável atenção e dedicação que teve a mim e a este trabalho. Obrigado mais uma vez por me proporcionar um aprendizado de excelente qualidade exercido com entusiasmo, dedicação e profissionalismo!

Ao professores Dr. César Veríssimo por sua assitência nas primeiras campanhas de campo e seu apoio no artigo; ao Dr. Ticiano dos Santos pelas realização das análises geocronológicas na Unicamp; a João Paulo Pitombeira pelo ajuda no transporte e entrega das amostras; à Universidade de Brasília pelo suporte técnico no laboratório de microsonda;

Aos amigos que tiveram participação fundamental para o progresso do trabalho, agradeço: Ao “broder” e futuro Mestre Regilásio Uchoa na qual formei uma parceria recíproca durante esses anos. Foi uma convivência recheada de campos, conversas e discussões geológicas. Ao Ms. Joel Pedrosa pela atenção na confecção das lâminas delgadas e polidas. Ao Ms. Douglas Teixeira pela ajuda com a aerogeofísica e pelas considerações feitas em campo; A Elenilton Uchoa, na assistência com os dados aerogeofísicos; ao João Paulo Castro (Papoulas) pela disposição em acompanhar no campo. À Ms. Herdivânia Sousa pelos ensinamentos absorvidos ainda na graduação;

E aos amigos que tiveram participação na minha vida acadêmica durante esses anos e proporcionaram momentos de descontração e ensinamentos tão importantes na vida de qualquer estudante de pós-graduação: Almir Santiago, Caio César, Aerson Moreira, Mateus Miranda, Irineudo (Didi) vizinho de laboratório, Amanda, Fábio (Portuga), Débora Nogueira e Maicon.

Ao Conselho de Apoio a Pesquisa CAPES, pelo bolsa de estudos, fundamental para amparar a maior parte da pesquisa; novamente à Universidade de Brasília pelo auxílio financeiro para trabalhos de campo.

Aos revisores da revista Ore Geology Review que nos proporcionaram as primeiras sabatinas durante as correções do trabalho e contribuíram com comentários construtivos.

Por fim, agradeço aos membros da banca por aceitarem o convite e contribuírem com críticas e sugestões.

Nós nos sentimos bem em meio à natureza porque ela não nos julga (NIETZSCHE, 1988).

## RESUMO

Recentes ocorrências de Fe-P-(Cu) do tipo IOA (Iron Oxide-Apatite) Kiruna/IOCG foram identificadas na região de Ipaporanga/Ararendá, borda oeste do arco magmático em Santa Quitéria, associadas à uma faixa de metavulcânicas e metadioritos albitizados, recortadas por biotita granito. A identificação das áreas mineralizadas foi otimizada com uso de imagens aerogeofísicas que mostraram as ocorrências de ferro associadas aos altos magnéticos e/ou a elevado K. Assim, foram reconhecidas duas áreas de ocorrências (uma no setor norte e quatro no setor sul) totalizando cinco tipos de minério: (1) minério magnetítico-apatítico de aspecto tabular ou *stratabound* composto por magnetita/titanomagnetita, exibindo ou não oxixsoluções de ilmenita em treliça e composta de apatita, com monazita subordinada, recortado por granito pós-colisional, que lhe imprime uma importante fase de sulfetação (calcopirita e bornita); (2) tipo magnetítico-apatítico, isotrópico, com e sem hematita especular, de granulação fina com agregados de magnetita e de microcristais de apatita facetada; (3) protominério com magnetita disseminada em intrusão de metaquartzo diorítica hidrotermalizada, contendo filões com espessura entre 0,5 e 3m, composto de magnetita, relictos de clinopiroxênio; (4) minério hematítico maciço formado por hematita, euédrica a subédrica, com maclas polissintéticas, envolvendo inclusões reliquiares de magnetita deformada e martitizada; (5) ocorrência de *skarn* com magnetita, granada, clinopiroxênio e anfibólio, em forma de blocos soltos, desenvolvido, provavelmente, sob a influência de rochas metadioríticas. Os dados de química mineral mostram, à exceção das ocorrências em filão, apatita rica em F em todos os tipos de minério, e magnetitas com diferentes composições químicas de filiação magmática associados ou não a processos hidrotermais. A diferença composicional entre os diferentes tipos de minério reflete mais de um mecanismo de formação ou complexa história de mineralizações e alterações metassomáticas, sob influência de líquidos ou fluidos de distintas origens (e.g. fluidos magmáticos hidrotermais e/ou metamórficos), características comuns em sistema mineralizador do tipo IOCG/Kiruna. Análise de U-Pb por ICP MS revelam idades de  $554 \pm 6$  Ma para as metavulcânicas e de  $548 \pm 4$  Ma para o biotita granito, o que demonstra um estreita relação genética entre os dois litotipos. A evolução geodinâmica proposta para a área retrata um ambiente pós orogênico marcado por cisalhamento, geração das vulcânicas, plutonismo e remobilização de minério. As ocorrências de ferro se desenvolveram em diversos estágios ao longo do tempo geológico em diferentes



níveis crustais. A descoberta dessas ocorrências adquire expressiva importância geológica e metalogenética, uma vez que não há registro de depósitos do tipo IOA no Brasil.

**Palavras-chave:** depósitos tipo IOA; apatita, magnetita; química mineral; idade U-Pb; arco magmático de Santa Quitéria.

## ABSTRACT

Recent occurrences of IOA (Iron Oxide-Apatite) IOA-type I-P- (Cu) were identified in the region of Ipaporanga / Ararendá, western edge of the magmatic arc in Santa Quitéria, associated to a range of metavulcanics and albitized metadiorites, by biotite granite. The identification of the mineralized areas was optimized with the use of aerogeophysical images that showed the occurrences of iron associated with high magnetic and / or high K. Thus, two areas of occurrence (one in the northern sector and four in the southern sector) were recognized, totaling five types of ore: (1) magnetite-apatite ore tabular aspect composed from magnetite-titanic-tautaritic and or apatite composed exhibiting oxy-exolutions of ilmenite in trellis, with subordinate monazite, cut by post-collisional granite, which gives it an important phase of sulfidation (chalcopyrite and bornite); (2) isotropic magnetitic-apatite type, with and without specular hematite, fine granulation with magnetite aggregates and faceted apatite microcrystals; (3) protominério with magnetite disseminated in intrusion of hydrothermal diorite metaquartz, containing filaments with thickness between 0.5 and 3m, composed of magnetite, relicts of clinopyroxene; (4) massive hematite ore formed by hematite, euhedral and subhedral, with polysynthetic maclas, involving reliques inclusions of deformed and martired magnetite; (5) occurrence of skarn with magnetite, granada, clinopyroxene and amphibole, in the form of loose blocks, probably developed under the influence of metadiorite rocks. The mineral chemistry data show, except for the occurrences in vein, F-rich apatite in all types of ore, and magnetite with different chemical compositions of magmatic affiliation associated or not with hydrothermal processes. The compositional difference between the different types of ore reflects more of a formation mechanism or complex history of mineralizations and metasomatic alterations, under the influence of liquids or fluids of different origins (eg magmatic fluids under the influence of the granite body, metamorphic and / or meteoric), common features in IOCG / Kiruna type mineralizer system. Analysis of U-Pb by ICP MS revealed ages of  $554 \pm 6$  Ma for the metavulcanics and  $548 \pm 4$  Ma for the biotite granite, which shows a close genetic relationship between the two lithotypes. The proposed geodynamic evolution for the area depicts a post orogenic environment marked by shear, volcanic generation and plutonism. Iron occurrences have developed at various stages throughout geological time at different crustal levels. The discovery of these occurrences acquires significant geological and metallogenic importance, since there is no record of IOA type deposits in Brazil.

**Keywords:** IOA deposits, apatite, magnetite, mineral chemistry, Santa Quitéria magmatic arc.

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1	– Mapa de Acesso.....	18
Figura 2	– Alterações hidrotermais em diferentes níveis crustais para IOA e IOC.....	22
Figura 3	– Principais tipos de alteração hidrotermal associada a depósitos do tipo IOCG.....	24
Figura 4	– Modelo esquemático dos depósitos do tipo IOCG.....	26
Figura 5	– Mapa de distribuição dos principais depósitos de IOCG.....	26
Figura 6	– Ambientes tectônicos favoráveis aos depósitos IOCG e IOA.....	29
Figura 7	– Reconstrução pré drift da América do Sul e África mostrando os principais Cratons, o Cinturão Andino, Cinturão Paleoproterozóico e as províncias Brasilina/Pan-Africana de Oeste Gondwana. PB =Província Borborema.....	31
Figura 8	– Reconstrução pré drift da América do Sul e África mostrando os principais Cratons, o Cinturão Andino, Cinturão Paleoproterozóico e as províncias Brasilina/Pan-Africana de Oeste Gondwana. PB =Província Borborema.....	32
Figura 9	– a) Mapa de parâmetro F mostrando as áreas com possíveis enriquecimento de potássio. b) mapa do canal do K muito semelhante ao primeiro mas com valores mais dispersos c) Canal do th d) canal do urânio. Os pontos pretos correspondem às ocorrências de ferro.....	41
Figura 10	– a) Imagem ternária RGB da gamespectrometria com a localização das ocorrências e suas respectivas respostas gamaespectrométricas canais (K,Th,U).b) Domínios aerogamaespectrométricos.....	44
Figura 11	– a) Amplitude do sinal analítico com SRTM b) Domínios magnetométricos.	45
Figura 12	– Área de estudo com localização de pontos levantados por Padilha et al. 2014 (a) e em b) área do setor sul mostrando anomalias de ASA e IP terrestre obtidas por Silva (2016).....	47
Figura 13	– Localização regional dos perfis levantado por Padilha et al. (a) e de um dos pontos do perfil B que atravessa justamente a área sul de estudo (b). Em (c) o modelo de inversão 2D elaborado por Padilha et al. (2014) mostra as duas zonas de alta resistividade.....	

Figura 14	– Simplified geological map of the northern part of Borborema Province with the location of several mineral systems, including the IOA occurrences in the western sector of the Santa Quitéria magmatic arc.....	53
Figura 15	– Geologic map.....	56
Figura 16	– Host rocks of the IOA occurrences.....	59
Figura 17	– Styles of mineralization of the SQMA Fe-P occurrences.....	61
Figura 18	– Photomicrograph the stratabound magnetite-apatite mineralization is cut by a post-Brazilian biotite granite.....	63
Figura 19	– Fine-grained massive magnetite-apatite mineralization.....	65
Figura 20	– Fine-grained magnetite-(specular hematite)-apatite mineralization.....	66
Figura 21	– Disseminated and vein magnetite in albitized metadiorite.....	67
Figura 22	– Massive hematite mineralization.....	69
Figura 23	– Example garnet-magnetite-type occurrences.....	70
Figura 24	– Hydrothermal alteration assemblage.....	72
Figura 25	– Hydrothermal alteration assemblage.....	73
Figura 26	– Compositional range of apatite of different Fe-P mineralization types in terms of F-Cl-OH (%) (A) and Cl vs. OH (B).....	79
Figura 27	– Discrimination diagrams for apatite from the different Fe-P mineralization types, compared to intrusive rocks and Kiruna-type Fe ore from Belousova et al. (2002).....	81
Figura 28	– Concentrations of FeO vs TiO <sub>2</sub> in magnetite and ilmenite exsolutions from the stratabound Fe-P mineralization.....	82
Figura 29	– V vs. Ti ppm concentrations in magnetite from the different Fe-P mineralization types investigated in the western sector of the SQMA (adapted from Nadoll et al., 2015).....	83

Figura 30	– Al + Mn% vs. Ti + V% discrimination diagram for the studied iron oxide mineralizations of Ararendá compared to the oxides from Kiruna, IOCG systems, porphyry copper deposits, skarns, and BIF.....	84
Figura 31	– Cr vs. V ppm concentrations in magnetite from the different Fe-P mineralization types investigated in the western sector of the SQMA	85
Figura 32	– Concordant age metarhyolite.....	86
Figura 33	– Concordant age biotite granite.....	87
Figura 34	– Summarizes, in an integrated scheme, the proposal of evolution for these different types of mineralizations.....	94
Figura 35	– a) Gnaiss pelítico mostrando bandas leucocráticas apresentando mobilizados em faixas difusas leucocráticas de composição quartzo feldspáticas.b) Mesma rocha com aspecto bandado.....	98
Figura 36	– a) metatexito mostrando alternância de faixas leucocráticas e melanocráticas. b) diatexitos com estruturas pré fusão.....	100
Figura 37	– a) Desestabilização da hornblenda para biotita e clorita; b) relação estreita entre opacos hornblenda e titanita.c) em luz polarizada.d) substituição de feldspato para mica branca.....	102
Figura 38	– a) e b) Afloramento de granitóide com porções restíticas. Granito hidrotermalizado composto basicamente de magnetita e feldspato potássico e bário.....	103
Figura 39	– a) Lamina em luz natural mostrando feldspato potássico sendo envolvido por uma fase de óxido de ferro definida por magnetita. b) Quartzo e feldspato alterado.c) fase de óxido limonitizado.d) magnetita martitizada envolvendo feldspato bário.....	105
Figura 40	– a) janela de rocha gabróica dentro da bacia aflorando como lajedo bastante fraturado.b) Serrote sustentado por rochas gabróicas bastantes alteradas exibindo alteração esferoidal.....	106
Figura 41	– a) clinopiroxênio alterado parcialmente para biotita.b) textura subofítica definida por cristais de plagioclásio inclusos em cpx sob luz polarizada.....	107

Figura 42 – Blocos de minério Hematítico..... 107

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Sintetização da classificação de Groves et al (2010) .....	21
Quadro 2 - Synthesis of the main hydrothermal alteration features associated with the Fe-P mineralization types.....	74
Quadro 3 - Chemistry mineral data apatite.....	77
Quadro 4 - Chemistry mineral data magnetite and hematite .....	78
Quadro 5 - Concordant age table.....	88

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b> .....	<b>16</b>
<b>1.1</b>	<b>Justificativa</b> .....	<b>16</b>
<b>1.2</b>	<b>Objetivos</b> .....	<b>17</b>
<i>1.2.1</i>	<i>Objetivos Gerais</i> .....	<i>17</i>
<i>1.2.2</i>	<i>Objetivos Específicos</i> .....	<i>17</i>
<b>1.3</b>	<b>Localização e Acesso à Área de Estudo</b> .....	<b>18</b>
<b>1.4</b>	<b>Materiais e Métodos</b> .....	<b>19</b>
<i>1.4.1</i>	<i>Petrografia</i> .....	<i>19</i>
<i>1.4.2</i>	<i>Química Mineral</i> .....	<i>20</i>
<i>1.4.3</i>	<i>Geocronologia</i> .....	<i>20</i>
<b>2</b>	<b>UMA BREVE REVISÃO SOBRE OS DEPÓSITOS IOCG/IOA</b> .....	<b>21</b>
<b>2.1</b>	<b>Características gerais dos depósitos IOCG</b> .....	<b>23</b>
<i>2.1.1</i>	<i>Gênese ds Depósitos tipo IOCG</i> .....	<i>25</i>
<b>2.2</b>	<b>Características gerais dos depósitos tipo Kiruna</b> .....	<b>26</b>
<i>2.1.2</i>	<i>Gênese dos depósitos tipo Kiruna</i> .....	<i>27</i>
<b>3</b>	<b>GEOLOGIA REGIONAL</b> .....	<b>30</b>
<b>3.1</b>	<b>Província Borborema</b> .....	<b>30</b>
<i>3.1.1</i>	<i>Domínio Ceará Central</i> .....	<i>33</i>
<i>3.1.1.1</i>	<i>Embasamento Policíclico</i> .....	<i>33</i>
<i>3.1.1.1.1</i>	<i>Supracrustais proterozoicas</i> .....	<i>34</i>
<i>3.1.1.1.2</i>	<i>Complexo ígneo-anatético</i> .....	<i>35</i>
<i>3.1.1.2</i>	<i>Granitogênese pós-colisional</i> .....	<i>36</i>
<i>3.1.1.3</i>	<i>Bacias tardi-brasilianas</i> .....	<i>36</i>
<i>3.1.1.3.1</i>	<i>Bacia do Parnaíba</i> .....	<i>37</i>
<b>4</b>	<b>PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS</b> .....	<b>38</b>
<b>4.1</b>	<b>Introdução</b> .....	<b>38</b>
<b>4.2</b>	<b>Características aerogeofísicas das ocorrências</b> .....	<b>38</b>
<i>4.2.1</i>	<i>Gamaespectrometria</i> .....	<i>38</i>
<i>4.2.1.1</i>	<i>Canal do Potássio</i> .....	<i>39</i>



4.2.1.2	Canal do Tório .....	39
4.2.1.3	<i>Canal do Urânio</i> .....	39
4.2.2	<i>Parâmetro F</i> .....	40
4.3	<b>Interpretação Aerogamaespectrométrica</b> .....	42
4.4	<b>Interpretação Aeromagnetométrica</b> .....	44
4.5	<b>Discussões</b> .....	46
5	<b>GEOLOGY, PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY OF IRON OXIDE-APATITE OCCURRENCES (IOA TYPE), WESTERN SECTOR OF THE NEOPROTEROZOIC SANTA QUITERIA MAGMATIC ARC, CEARÁ NORTHEAST, BRAZIL</b> .....	<b>49</b>
5.1	<b>Introduction</b> .....	51
5.2	<b>Regional setting</b> .....	53
5.3	<b>Materials and methods</b> .....	54
5.4	<b>Geological setting of the investigated IOA occurrences</b> .....	55
5.4.1	<i>Ceará Complex</i> .....	56
5.4.2	<i>Estreito Unit</i> .....	57
5.4.3	<i>Late to post-Brazilian granites</i> .....	58
5.4.4	<i>The Serra Grande Group</i> .....	58
5.4.5	<i>Cenozoic units</i> .....	58
5.5	<b>Iron oxide-apatite occurrences</b> .....	59
5.5.1	<i>Banded stratabound magnetite-apatite</i> .....	60
5.5.2	<i>Fine-grained massive magnetite-(specular hematite)-apatite</i> .....	64
5.5.3	<i>Disseminated and vein magnetite in albitized metadiorite</i> .....	66
5.5.4	<i>Massive Hematite</i> .....	68
5.5.5	<i>Magnetite-garnet</i> .....	70
5.6	<b>Hydrothermal alteration</b> .....	71
5.7	<b>Mineral chemistry</b> .....	76
5.7.1	<i>Apatite</i> .....	78
5.7.1.1	<i>Halogens</i> .....	78
5.7.1.2	<i>Minor and trace elements</i> .....	79
5.7.2	<i>Magnetite</i> .....	81
5.7.1.3	<i>Major, minor and trace elements</i> .....	81
5.8	<b>Zircon U-Pb geochronology</b> .....	86

<b>5.9</b>	<b>Discussion and implications for ore genesis of the Fe-P-(Cu) mineralizations</b>	
		88
<b>5.9.1</b>	<i>Stratabound mineralization</i> .....	88
<b>5.9.2</b>	<i>Fine-grained massive magnetite-(specular hematite)-apatite</i> .....	89
<b>5.9.3</b>	<i>Disseminated and vein magnetite in albitized metadiorite</i> .....	90
<b>5.9.4</b>	<i>Massive hematite</i> .....	90
<b>5.9.5</b>	<i>Magnetite –garnet</i> .....	91
<b>5.10</b>	<b>Evolution model</b> .....	91
<b>5.11</b>	<b>Conclusions</b> .....	95
<b>5.12</b>	<b>Acknowledgments</b> .....	96
<b>6</b>	<b>INFORMAÇÕES GEOLÓGICAS COMPLEMENTARES</b> .....	<b>97</b>
<b>6.1</b>	<b>Litoestratigrafia</b> .....	<b>97</b>
<b>6.1.1</b>	<i>Complexo Ceará</i> .....	97
<b>6.1.1.1</b>	<i>Gnaisses e migmatitos paraderivados</i> .....	<b>97</b>
<b>6.1.2</b>	<i>Complexo Tamboril Santa Quitéria</i> .....	99
<b>6.1.2.1</b>	<i>Diatexitos e Metatexitos</i> .....	99
<b>6.1.2.2</b>	<i>Granitóides Santa Quitéria</i> .....	102
<b>6.1.3</b>	<i>Rochas Máficas</i> .....	105
<b>6.1.3.1</b>	<i>Gabro</i> .....	105
<b>6.1.4</b>	<i>Minério Hematítico</i> .....	107
<b>7</b>	<b>DISCUSSÕES COMPLEMENTARES</b> .....	<b>108</b>
	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>109</b>
	<b>APÊNDICE A - MAPA GEOLÓGICO LOCAL</b> .....	<b>120</b>

## 1 INTRODUÇÃO

O Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ), que envolve o Complexo Tamboril Santa Quitéria, é uma unidade litotectônica dentro do domínio Setentrional da Província Borborema (Fetter *et al.*, 2003r; Arthaud *et al.*, 2008), cuja história geológica, embora complexa, já vem sendo estudada há várias décadas. Em termos geológicos, o AMSQ inclui uma grande variedade de rochas graníticas intrusivas em meio às rochas supracrustais, representadas por rochas calcissilicáticas e mármore, cujas associações petrotectônicas favorecem para um cenário de diversos tipos de mineralizações.

Trabalhos recentes, executados por professores e alunos da Universidade Federal do Ceará (e.g. Reis e Lino, 2015; Rocha e Soares, 2015; Uchôa e Castro, 2015), identificaram ocorrências importantes de Fe-P ± Cu interpretadas como IOA (Iron Oxide-Apatite) e/ou IOCG (Iron Oxide-Copper-Gold) na região de Ipaporanga/Ararendá, lado oeste do AMSQ, no limite com a Bacia do Parnaíba. Esses estudos iniciais forneceram algumas informações referentes à tipologia, a geologia e petrografia do minério e suas encaixantes.

Os depósitos IOA e IOCG fazem parte de um conjunto de sistemas hidrotermais-magmáticos ricos em Fe com alto potencial econômico, cuja classificação e origem são controversas (Williams *et al.*, 2005; Corriveau, 2007; Groves *et al.*, 2010; Chen, 2013).

### 1.1 Justificativa

As recentes descobertas das ocorrências minerais do tipo IOA e/ou IOCG nos municípios de Ararendá e Ipaporanga por professores e alunos da Universidade Federal do Ceará revelaram uma grande variedade de ocorrências de minério de ferro de origem magmática-hidrotermal. Essas ocorrências são associadas a fosfato e sulfetos de cobre subordinado, encaixados em rochas supracrustais associadas e/ou recortadas por granitos pouco diferenciados pertencentes ao Domínio Ceará Central da Província Borborema. O conjunto é parcialmente encoberto por rochas sedimentares pertencentes à Bacia do Parnaíba, que embora dificulte sua cartografia geológica, parece ter contribuído para a preservação de ocorrências sulfetadas em superfície. Adicionalmente, a extensão dessas ocorrências, a diversidade das mineralizações, a química mineral, a idade, a origem e seu ambiente de formação permanecem ainda desconhecidos. Tendo em vista que essas ocorrências apresentam características semelhantes aos depósitos magmático-hidrotermais tipo IOA ainda não descrito no Brasil, seu

estudo se faz necessário, sobretudo, por ser um descoberta excepcional e com grande potencialidade mineral dentro da Província Borborema.

## **1.2 Objetivos**

### ***1.2.1 Objetivos Gerais***

Ampliar os estudos sobre essas ocorrências, objetivando caracterizar novos alvos potenciais, sua tipologia, suas relações com as rochas hospedeiras e os processos hidrotermais e/ou magmáticos relacionados à sua formação.

### ***1.2.2 Objetivos Específicos***

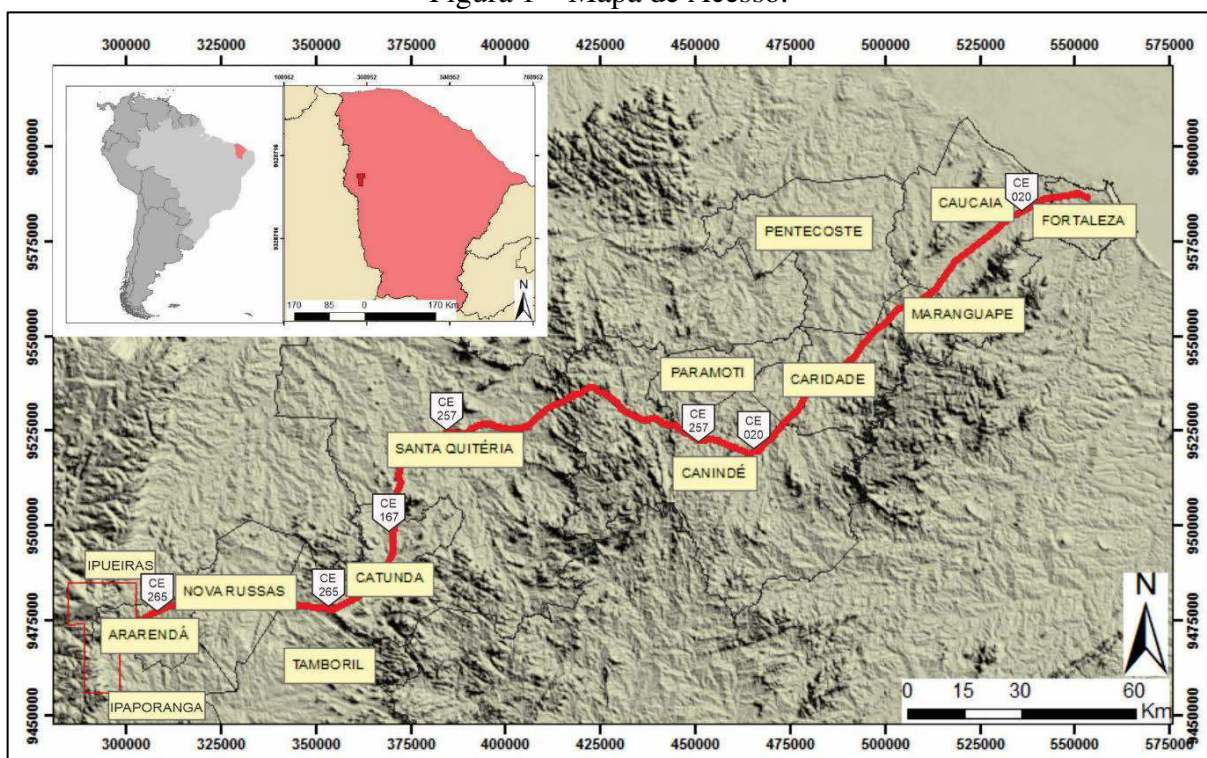
- a) Determinar as associações minerais, paragênese mineral e seus estágios de formação;
- b) Usar imagens aerogeofísicas para identificar anomalias que possam estar associadas às mineralizações e, relacionar a assinatura geofísica de cada ocorrência com os modelos metalogenético discutidos;
- c) Determinar as diferentes fases de alterações hidrotermais comuns neste tipo de depósito;
- d) Caracterizar as diferentes unidades litológicas hospedeiras da mineralização, bem como os elementos estruturais que podem controlar a evolução e gênese destas ocorrências;
- e) Utilizar dados de química mineral a fim de esclarecer os processos envolvidos na gênese do minério e subsequentemente enquadrá-lo em um modelo metalogenético conhecido;
- f) Determinar idade de cristalização das rochas hospedeiras do minério e inferir a idade da mineralização;
- g) Propor um modelo de evolução para a área.

### 1.3 Localização e Acesso à Área de Estudo

A área de estudo está inserida no oeste do Ceará, a 335 km de Fortaleza, envolvendo os municípios de Ararendá, Ipaporanga e parte dos municípios de Poranga, a oeste, e Ipueiras, a norte. Está inserida nas folhas topográficas da Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste - SUDENE, Folha Ipueiras SB.24-V-A-VI em Projeção Universal Transversa de Mercator – UTM e Datum Horizontal SIRGAS 2000, com uma área total de 350 km<sup>2</sup>.

O acesso mais rápido para a área é feito saindo de Fortaleza, pela rodovia federal BR – 020, via Canindé, onde se percorrem 117 km até a sede deste município e em seguida percorrem-se 105 km pela CE – 257 até Santa Quitéria. A partir deste município, acessa-se a CE-176, que por mais 53 km conduzirá até a CE-265, passando por Nova Russas, e de lá, mais 60 km até chegar ao Município de Ararendá (Figura 1).

Figura 1 – Mapa de Acesso.



Fonte: Elaborado pelo autor

## 1.4 Materiais e Métodos

As informações pré campo foram obtidas com a aquisição e a compilação de materiais bibliográficos, trabalhos geológicos na área (Reis & Lino, 2015; Rocha & Soares, 2015; Castro & Uchôa Filho, 2015;), cartas topográficas e trabalhos sobre depósitos tipo IOCG, IOA e outros depósitos semelhantes.

Os dados topográficos foram obtidos das folhas planialtimétricas da SUDENE extraídas no site da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA), com arquivos vetoriais georreferenciados (hidrografia, municípios, rodovias, geologia - Folha Ipueiras 1: 250.000 – CPRM). Junto à aquisição desses dados foi criado um Sistema de Informação Geográfica (SIG), armazenando dados para elaboração dos mapas.

A base de dados aerogeofísicos deste trabalho pertence ao Projeto Novo Oriente do programa de levantamento aerogeofísico (gama e magnetometria) do Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Esses dados foram obtidos no site em formato digital ASCII, tipo XYZ, em que X e Y representam coordenadas UTM (*Datum* WGS84 – Zona 24S) e Z, medidas magnetométricas, em nanotesla (nT), e gamaespectrométricas em contagem por segundo (cps). Posteriormente esses dados foram importados e processados no *software* de mapeamento e processamento da GEOSOFT Inc©. OASIS MontajTM, versão 7.0.1. Os *Layouts* dos mapas foram realizados no *software* da *Environmental Systems Research Institute Inc.(ESRI©)* ArcGIS® Versão 10.2. Deste tratamento, geraram-se mapas magnetométricos e gamaespectrométricos que auxiliaram na discriminação dos tipos litológicos estudados, corpos de minérios, feições e padrões estruturais.

Os *softwares* utilizados no georreferenciamento consistiram em: *Arcgis 10.1*, *Quantum Gis eGlobal Mapper 15*. Para a plotagem de medidas estruturais e análise estatística utilizou-se o *Stereonet 10*; para o armazenamento de dados e informações, o programa *Excel 2010*, e para o acabamento e estrutura final do trabalho, os programas *Word*, *Power Point* e *Corel Draw 7*.

### 1.4.1 Petrografia

A caracterização mineralógica, textural e litológica das rochas foi realizada com auxílio de microscópio petrográfico e de varredura. Para isso confeccionaram-se 80 seções delgadas e 23 seções polidas.

### 1.4.2 Química Mineral

Foram escolhidas vinte seções para a química mineral analisadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica (LME) IG / UnB, em um equipamento Jeol, modelo Superprobe JXA-8230. As condições analíticas para os silicatos foram de 15 Kv de energia e 10 nA de corrente e diâmetro de feixe 1  $\mu$  m. Para a elaboração dos diagramas de química mineral utilizaram-se o *software GCDkit versão 5.0, Excel e Corel Draw 7.*

### 1.4.3 Geocronologia

Para o estudo isotópico U-Pb, as amostras passaram por britagem em um triturador de mandíbula e de disco; foram peneiradas e pré concentradas por bateamento e, posteriormente, submetidas à uma separação magnética por ímã de mão; em seguida, foi realizada uma separação por bromofórmio e uma nova separação magnética no aparelho Frantz em amperagem específica. Desta fração de grãos isolou-se os zircões com auxílio de uma lupa estereoscópica modelo Nikon S218. Todas estas etapas foram efetuadas nos laboratórios do Departamento de Geologia da UFC.

Os grãos selecionados foram encaminhados para o Laboratório de Geocronologia da Universidade Estadual de Campinas (Unicamp) onde foi realizada a confecção, o polimento dos mounts de resina epoxi, o imageamento por MEV e as análises U-Pb pelo equipamento LA-SF-ICP-MS.

Assim, a presente Dissertação está organizada em oito capítulos: O primeiro, envolve o capítulo introdutório de apresentação; o segundo um overview dos depósitos sobre IOA e IOCG ;o terceiro capítulo trata de uma revisão sobre a geologia regional; o quarto faz-se uma discussão sobre as imagens aerogeofísica e SRTM; o quinto capítulo traz o artigo *“Geology, petrography and mineral chemistry of iron oxide-apatite occurrences (ioa type), western sector of the Neoproterozoic Santa Quiteria magmatic arc, Ceará Northeast, Brazil”* que aborda os tipos de minério, a química mineral, a geocronologia e o modelo evolutivo da área; o sexto apresenta informações geológicas complementares que não foram inclusas no artigo mas que serão objetos de estudo em pesquisas futuras; o sétimo e último traz discussões complementares sobre o trabalho.

## 2 UMA BREVE REVISÃO SOBRE OS DEPÓSITOS IOCG/IOA

Os depósitos magmático-hidrotermais ricos em óxidos de ferro e cobre tem sido classificado em cinco subgrupos, que se diferenciam em termos de ambiente tectônico, relação espacial com os plútons graníticos e tipologia do minério (Quadro1):

- O subgrupo IOCG sensu strictu, conhecido, como Olympic Dam, rico em elementos menores e polimetálicos (F, Cu, Au, Ag, U, Th, Co, Ba, e LREE);
- O subgrupo Kiruna, rico em Fe-P;
- O subgrupo Skarn de Fe-(Ca) e Fe-(Mg);
- O subgrupo associados às intrusões alcalinas, como carbonatitos;
- Subgrupo de alto teor de Au(Cu), tipo Starra;

Quadro 1 - Sintetização da classificação de Groves et al (2010).

		SUBGRUPO I	SUBGRUPO II	SUBGRUPO III	SUBGRUPO IV	SUBGRUPO V
		IOCG SENSU STRICTO	ÓXIDO DE FERRO (P)	INTRUSÕES ALCALINAS/ CARBONATITOS/ÓXIDO DE FERRO COM ELEMENTOS LITÓFILOS (Ricos em Fe e ETR)	SKARN	Au (Cu) DE ALTO GRAU
ERAS GEOLÓGICAS	CENOZOICO		El Lago Cerro de Mercado		Iron Springs Cortez Yerigion	
	MESOZOICO	Candelaria Manto Verde Raul Condestable	Chilean Iron Belt Peruvian, Iron Belt		Hangkour Cornwall, Graee Korshunovsk, Tagar	
	PALEOZOICO				Kashar, Sarbai, Sokolovsk Teyskoe, Ampalyskoe Tashtagol Magnitogorsk Goroblagodat, Peschansk Chogart	
	NEOPROTEROZOICO		Kasempa		Jabal Isas	
	MESOPROTEROZOICO	Olympic Dam Ernest Henry (Boss-Bixby 70mt) Singhbhum Mt. Elliot/Swan	Benson Mines Pea Ridge Acropolis	Bayan Obo O'OKIEP	(Dover 26mt) (Osbourne 11 mt)	Starra Tick Hill
	PALEOPROTEROZOICO		Kiruna Malmberget Svappavaara	Vergenoeg PALABORA	Grangesberg	Warrego, Peko Nobels Nob White Devil
	NEOARQUEANO	Salobo Cristalino Sossego-Sequerinho Alemão-Igarape Bahia				

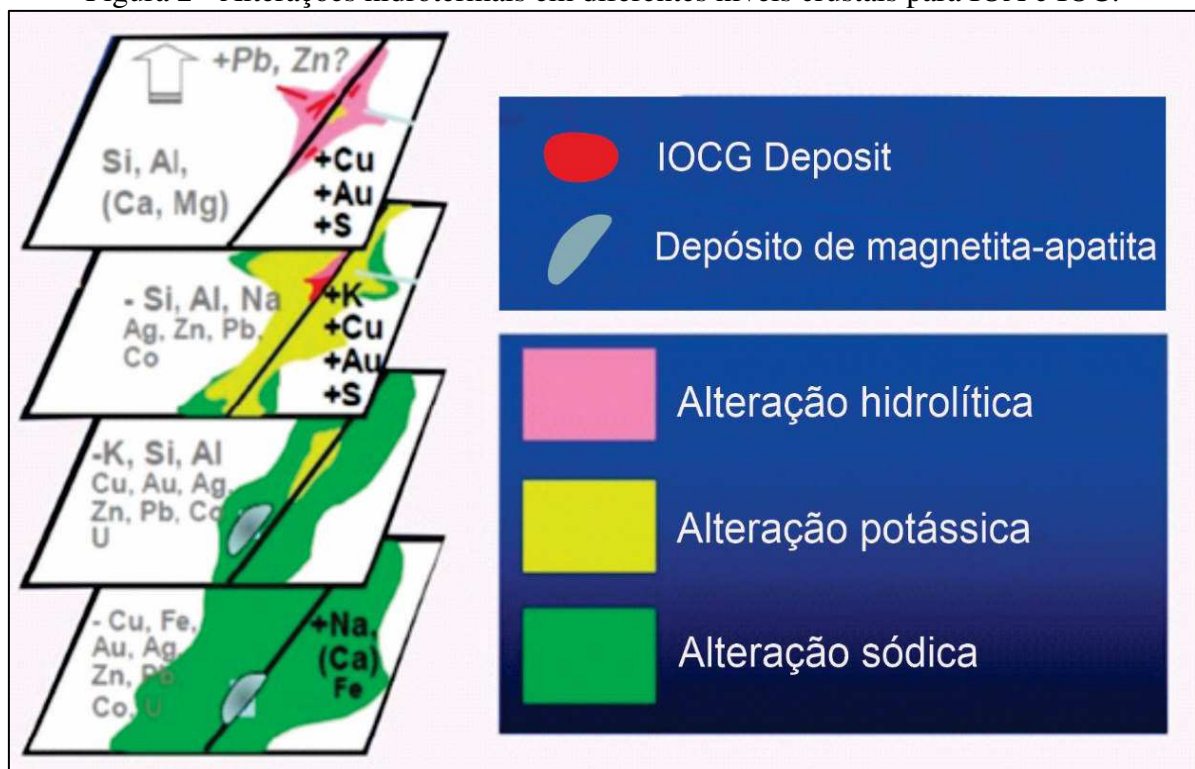
Fonte: Modificado de Groves *et al.*



Dos subgrupos acima, os que mais se assemelham ao minério de ferro estudado na área são os tipos Olympic Dam (IOCG *stricto sensu*) e Kiruna.

Os depósitos tipo IOCG, juntamente com depósitos do tipo IOA, conhecidos como tipo Kiruna, fazem parte de uma família de depósitos hidrotermais-magmáticos ricos em Fe, que comumente são considerados como classes distintas (Williams *et al.*, 2005; Groves *et al.*, 2010, Chen, 2013). Porém, não há consenso, uma vez que vários autores consideram os depósitos IOA e IOCG, como membros iniciais e terminais, respectivamente, de um mesmo sistema mineralizador (*e.g.* Hitzman *et al.*, 1992, Barton & Johnson, 2000, Hitzman *et al.*, 2000) (Figura 2).

Figura 2 - Alterações hidrotermais em diferentes níveis crustais para IOA e IOC.



Fonte: Modificado de Hitzman, 2000.

A gênese e a possível relação genética entre os depósitos de IOA e IOCG têm sido objeto de uma controvérsia de longa data, em que duas hipóteses principais foram propostas. A hipótese magmática defende a imiscibilidade líquida entre um magma silicatado e outro rico em Fe com um componente volátil importante (Nyström e Henríquez, 1994; Naslund *et al.*, 2002; Velasco *et al.*, 2016; Tornos *et al.*, 2016). A segunda hipótese envolve a substituição de unidades plutônicas ou vulcânicas de composição intermediária por fluidos hidrotermais não-magmáticos (salmouras bacinais, fluidos conatos) ou de origem magmática advindos de

intrusões máficas (Ménard, 1995; Rhodes e Oreskes, 1999; Rhodes et al., 1999; Sillitoe e Burrows, 2002; Dare et al., 2015).

## 2.1 Características gerais dos depósitos IOCG

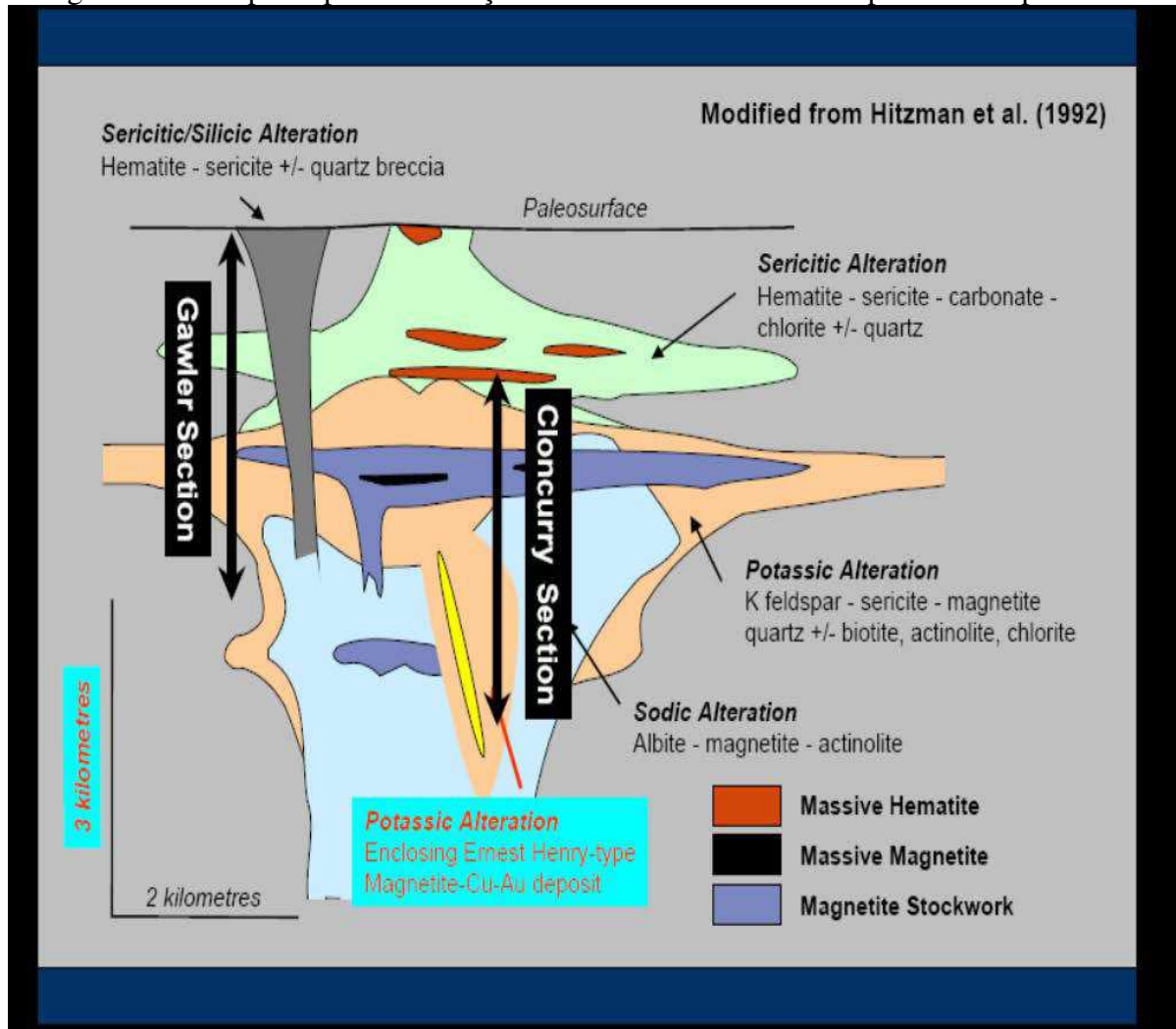
Os depósitos de IOCG correspondem uma classe relativamente nova de depósitos minerais, tendo surgido nos últimos 30 anos, a partir da descoberta do mega depósito Olympic Dam (Austrália) em 1975, pela Western Mining Corporation (reserva da ordem de 2 bilhões de toneladas, com teores: 1,6% de Cu; 0,6g/t de Au, 3,5g/t de Ag, 0,6kg/t de óxido de U). Trata-se de um depósito mineral dominado por hematita e magnetita pobre em Ti de origem hidrotermal, que ocorre na forma de brechas, veios, corpos lenticulares maciços e disseminados. Apresenta enriquecimento em elementos menores e polimetálicos (F, P, Cu, Au, Ag, U, Ba, REE, Bi, Co, Nb, P), associados às rochas graníticas e vulcânicas brechadas, formado em ambientes extensionais ou compressivos. Dada a sua dimensão e potencialidade em elementos polimetálicos, ele atraiu atenção da comunidade científica e exploracionista internacional, de modo que após essa descoberta, outros depósitos com características geológicas e metalogenéticas similares foram identificados tanto na Austrália quanto em outras regiões espalhadas pelos diversos continentes (e.g. Starra, Austrália em 1980; Candelaria, Chile em 1987; Osborne –Austrália em 1988; Nico e Sue-Dianne, Canadá, em 1989, entre outros).

Os depósitos IOCG supracitados, segundo Willians *et al.* (2005), apresentam as seguintes feições:

São depósitos minerais ricos em Fe-Cu e Au de origem hidrotermal dominados por hematita e magnetita (>10%) pobres em Ti, e/ou silicatos ricos em Fe (grunerita, actinolita Fe, fayalita); apresentam forte controle estrutural onde a maioria dos depósitos encontra-se hospedado em rochas afetadas por sistemas ou zonas de cisalhamento dúcteis-frágeis em depressões tectônicas do tipo *graben* e/ou *riftes* submetidos a movimentos transcorrentes e extensionais. Ocorrem na forma de brechas, veios, corpos lenticulares maciços e disseminados, com enriquecimento em sulfetos de Cu (calcopirita-bornita-calcocita pós-fase óxido de Fe), e elementos menores (F, P, Au, Ag, U, LREE). As rochas hospedeiras da mineralização são fortemente alteradas hidrotermalmente, destacando-se: alteração sódica e calcio-sódica, em níveis mais profundos; alteração potássica, em níveis intermediários, superimpostas por metassomatismo Fe (magnetitização); alteração hidrolítica (sericitização) em níveis superficiais ou rasos, envolvendo interação com fluidos meteóricos (Figura 3). Geralmente esses depósitos

exibem relação temporal com magmatismo, mas não necessariamente com intrusões proximais, como o caso dos sistemas de Cu-Au pórfiros e skarns.

Figura 3 - Principais tipos de alteração hidrotermal associada a depósitos do tipo IOCG.



Fonte: Skirrow (2005), modificado de Hitzman et al (1992).

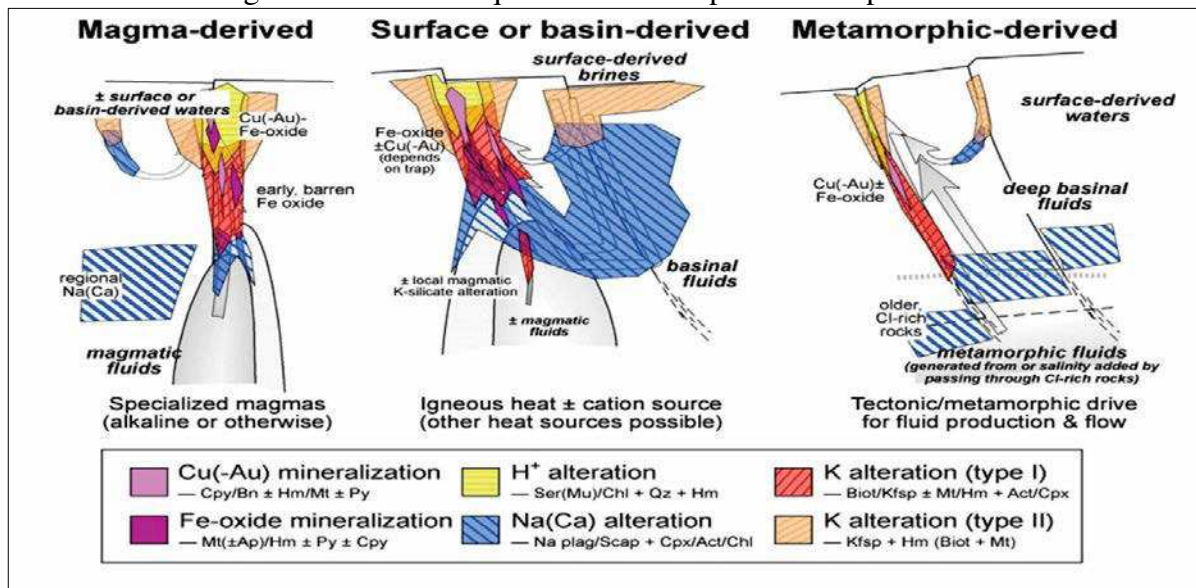
Adicionalmente, exibem forte relação com contexto e/ou associações evaporíticas, em que os fluidos mineralizantes apresentam alta salinidade e pobres em enxofre. Segundo esse autor, salmouras evaporíticas têm alta razão Cl/S, de modo que os metais excedem significativamente a quantidade sulfetos necessária a sua precipitação. Como consequência, somente os elementos calcófilos menos solúveis (Cu) formam sulfetos associados com outros elementos que formam óxidos (Fe, REEs, U) e Au nativo. Em oposição, outros fluidos mineralizantes com águas marinhas e/ou magmáticas tem menor razão Cl/S, favorecendo a maior precipitação de sulfetos.

### 2.1.1 Gênese ds Depósitos tipo IOCG

Embora seja uma classe de depósitos relativamente nova, sobretudo quando comparada a outros tipos de depósitos de Fe hidrotermais, como os depósitos de *skarn* de Fe, os depósitos IOCG são relativamente bem estudados. Entretanto, ainda não há consenso quanto aos seus processos de formação, haja vista que nenhum esquema de classificação é aceito universalmente e nem explica satisfatoriamente a diversidade de características encontradas nesses depósitos hidrotermais ricos em óxido de Fe (e.g. Barton & Johnson 2000) (Figura 4). Todavia, duas proposições se destacam:

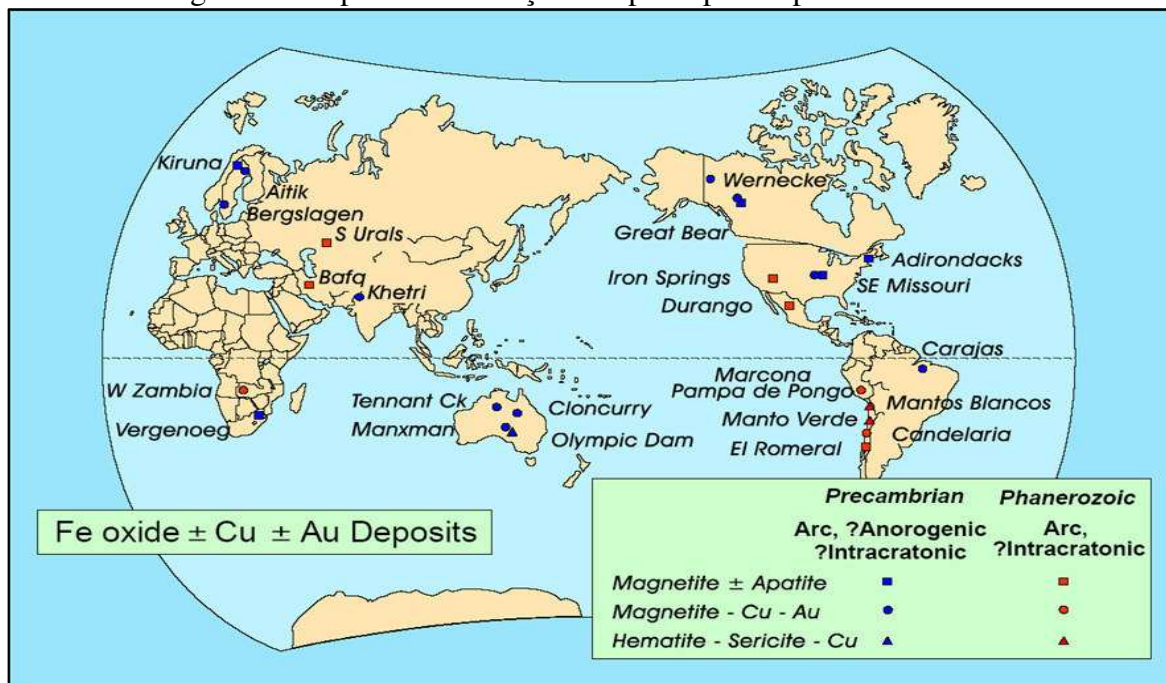
- a) Fonte magmática, que estaria relacionada a magmas graníticos ricos em voláteis enriquecidos em elementos incompatíveis (e.g. intrusões félsicas tipo A, ricas em álcalis) controlados por estruturas crustais profundas, relacionados com eventos de rifteamento crustal de escala global (Hitzman *et al.* 1992, Pollard 2000);
- b) Fonte não magmática que estaria relacionada a dois subambientes:
  - Um de natureza sedimentar, envolvendo bacias rasas, extensionais, portadora de sais evaporíticos ricos em Na-Ca, para explicar a mineralização pobre em sulfetos, rica em óxidos, baixa razão S/Fe e a vasta extensão da alteração hidrotermal sódica (albitização) das rochas encaixantes (Barton & Johnson 2000; Haynes 2000). O papel das intrusões seria de induzir a convecção termal das salmouras não magmáticas (e.g. Barton & Johnson 2000, 2004; Haynes 2000);
  - A outra, associada a contexto tectono-metamórfico. Nesse caso, envolveria a mistura de fluidos oriundos de desvolatilização por ocasião do metamorfismo com outros fluidos hidrotermais ou supergênicos de baixa temperatura (e.g., the Cloncurry deposits: Kendrick *et al.*, 2007).

Figura 4 - Modelo esquemático dos depósitos do tipo IOCG.



Fonte: Barton (2014).

Figura 5 - Mapa de distribuição dos principais depósitos de IOCG.



Fonte: Skirrow, 2005.

## 2.2 Características gerais dos depósitos tipo Kiruna

Os depósitos sub-tipo Kiruna, conhecido também por IOA (*Iron Oxide-Apatite*) pertencem a uma classe de depósito conhecida há mais de 100 anos. Esses depósitos ocorrem em todo o mundo e representam corpos altamente evoluídos, ricos em magnetita (pobre em Ti), em apatita (até 20%) e pobre em sulfetos. Muitos destes depósitos também são ricos em Cu,

Au, U ou REE (Oreskes and Einaudi 1990; Marikos, Nuelle e Seeger 1990; Vivallo, Henriquez e Espinoza 1993; Foose e McLelland, 1995; Barton E Johnson 1996; Hitzman 2000). Formam-se em níveis mais profundos que os depósitos IOCG *sensu strictu* e, normalmente, a associação magmática vai de alcalina a cálcio-alcalin, representada por sequência vulcânica subvulcânica félsica e máfica em ambientes extensionais ao longo ou não de zonas de cisalhamento. O minério pode ocorrer na forma de filões maciços, tabulares ou mesmo na forma de corpos irregulares intercalados na parte superior da associação vulcanica-subvulcânica e são afetados por grandes volumes de alterações do tipo sódica e cálcio; alguns depósitos exibem albita e escapolita junto à epidoto e actinolita associado às rochas máficas alteradas; os fluidos mineralizantes são relativamente de alta temperatura, salinos, oxidados e com baixo teor em S, indicando fontes magmáticas ou misturas de fluidos magmáticos com fluidos bacinais altamente salinos (Ex: Depósito de Kiruna, Suécia, os depósitos do Distrito Missouri nos EUA, e o depósito El Romero no Chile, entre outros).

O maior exemplo deste depósito é o de Kirunavaara, localizado na Suécia, conhecido como depósito monometálico, constituído de apatita-magnetita, magnetita-actinolita e magnetita-hematita-apatita, com pouco ou nenhuma ocorrência de Cu e Au. Este depósito possui reserva da ordem de 2 bilhões de t, 60-62%Fe e tem cerca de 4 a 5km de comprimento, 80-100m de largura e profundidade em torno de 2 km (Carlson et al. 2000). Está associado a um complexo vulcano-subvulcânico-plutônico de natureza cálcio-alcalina a ligeiramente alcalina de idade entre 1.91 e 1.88Ga, depositado em ambiente extensional ou transtensional na borda de um continente arqueano (Carlson et al. 2000). Outros exemplos notáveis incluem os depósitos de minério de Grängesberg também na Suécia (Harlov et al., 2002a, Jonsson et al., 2010), Mineville e Pea Ridge nos EUA (Sidder et al., 1993; Lupulescu e Pyle 2008); El Laco no Chile (Velasco et al, 2016), e uma série de depósitos de minério de apatita com magnetita.

### **2.1.2 Gênese dos depósitos tipo Kiruna**

A origem desse minério é também controversa, e vários processos tem sido propostos (e.g. Naslund, *et al.* 2000, Ovalle *et al* 2018), entre eles:

- a) magmático, envolvendo a separação de um melt rico em Fe imiscível, de um melt rico em sílica, durante o resfriamento;
- b) fusão parcial ou total de rochas crustais rica em Fe;



- c) substituição magmática-hidrotermal de alta temperatura ( $T \sim 800^\circ\text{C}$ , conduzindo a formação de um minério maciço, estilo intrusivo);
- d) precipitação de fluidos hidrotermais aquosos em menor temperatura ( $\sim 400^\circ\text{C}$ ) que poderiam formar minérios magnetíticos disseminados e em veios;
- e) deposição sedimentar-exalativa.

Os processos i e ii, descritos como magmáticos, envolvem o transporte do Fe como um magma extremamente rico em Fe. Eles diferem, entretanto, como o magma foi formado. Os processos iii, iv e v, envolvem o transporte do Fe como componente dissolvido no fluido e diferem principalmente da fonte, onde os fluidos originaram-se, e como e onde os fluidos interagiram com as rochas hospedeiras para liberarem o Fe dissolvido (Naslund et al. 2000).

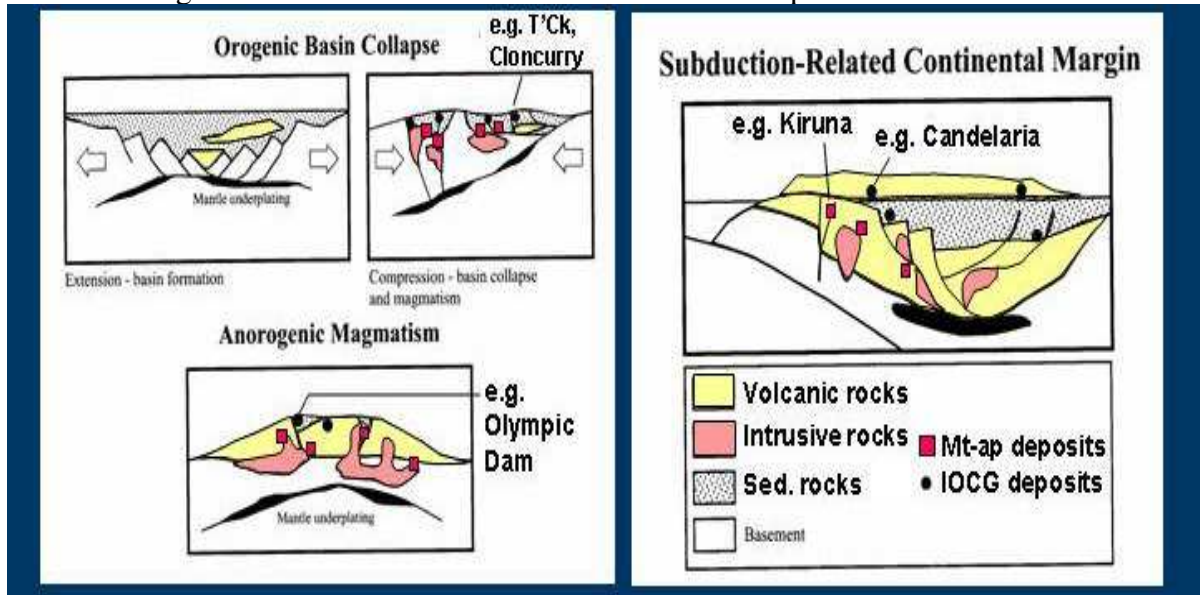
A origem deste tipo de minério tem sido uma questão de debate substancial há mais de 100 anos, e vários modelos de formação foram sugeridos. Estes incluem as origens magmática, hidrotermal e magmática-hidrotermal. (Frietsch 1978; Henríquez e Martin 1978; Nyström e Henríquez 1994; Barton and Johnson 1996; Rhodes, Oreskes e Sheets 1999). Para alguns autores as relações geológicas e a presença comum de estruturas semelhantes às das rochas ígneas cristalizadas sugerem que essas rochas são o produto da cristalização de fusões ricas em ferro (Frietsch 1978; Naslund et al., 2002; Tornos et al., 2016).

Os ambientes tectônicos são variados mas a maior parte destes depósitos ocorrem associados a zonas de subducção de margens continentais, bacias e ambientes anorogênicos. Recentemente, Knipping et al. (2015 a,b) propuseram um novo modelo que reconcilia os pontos de vista puramente magmáticos versus hidrotermais. Este modelo afirma que a formação de magnetita magmática-hidrotermal ascenderia até níveis crustais mais rasos envolvida por fluidos hidrotermais rico em Cl. Durante a sua ascensão para níveis crustais mais rasos os fluidos recuperam metais como Fe, Cu e Au, assim como S, devido aos grandes coeficientes positivos de partição fluido / fusão para esses elementos (Chou e Eugster, 1977; Boctor et al. 1980, Simon et al., 2004, Williams-Jones e Heinrich, 2005, Zajacz et al., 2012), bem como REE (Reed et al., 2000) e outros metais (por exemplo, Ag; Simon et al., 2018) da fusão. A ascensão rápida da suspensão de glóbulos de magnetita através de estruturas de escala regional resulta na formação de corpos de minério de ferro sub-verticais maciços.

A mudança de condições magmáticas para hidrotermais em magnetita é evidenciada por padrões característicos de zoneamento de elementos traços e assinatura isotópica que mudam de pesados para valores mais leves de  $\delta^{56}\text{Fe}$  e  $\delta^{18}\text{O}$  (Knipping et al., 2015a, b; Bilenker et al., 2016). Além disso, este modelo sugere uma possível ligação genética

entre IOCGs e depósitos de IOA, onde um depósito de IOCG poderia se formar em um nível mais raso da crosta ou em uma posição lateral e distal do depósito tipo IOA (Reich et al., 2016; Barra et al., 2017).

Figura 6 - Ambientes tectônicos favoráveis aos depósitos IOCG e IOA.



Fonte: Hitzman, 2000.



### 3 GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo está inserida no Complexo Tamboril-Santa Quitéria, pertencente ao Domínio Ceará Central (DCC), que compõe o Domínio Setentrional da Província Borborema (PB) (Almeida *et al.*, 1981).

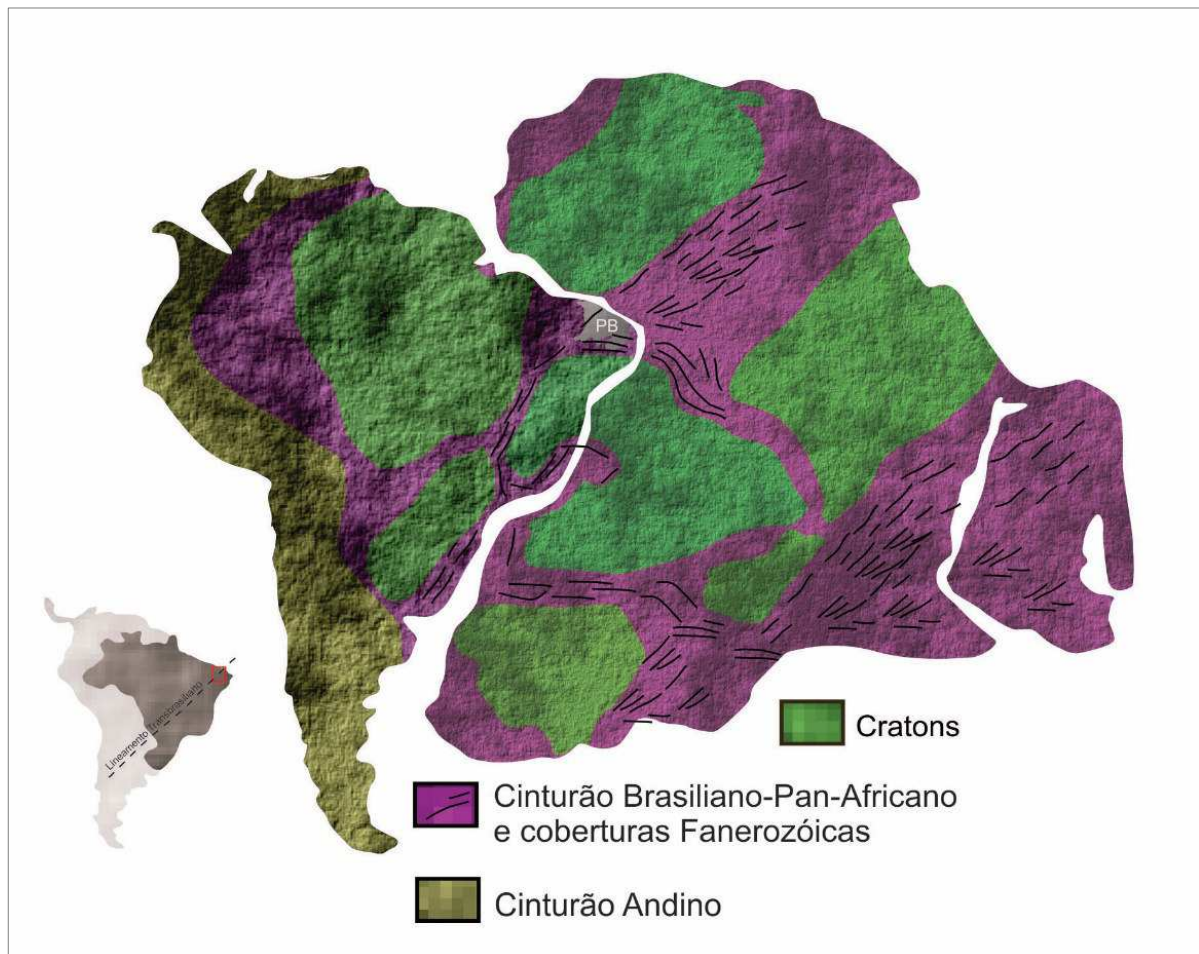
#### 3.1 Província Borborema

Compreende uma vasta região de idade pré-cambriana com aproximadamente 450.000 km<sup>2</sup> (Almeida *et al.*, 1977), configurando porções de embasamento, micro-continentes e faixas orogênicas do Arqueano ao Neoproterozóico separadas por zonas de cisalhamento transcorrente e de empurrão.

Esta província é considerada como parte integrante do extenso sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano, gerado a partir convergência dos crátons Amazônico, São Luiz-Oeste Africano e São Francisco-Congo durante o Neoproterozoico e responsável pelo amálgama do Gondwana Ocidental (Osako *et al.*, 2011) (Figura 7).

As principais assembleias petrotectônicas entre as regiões cratônicas envolvidas na colisão são representadas por associações litológicas de margens passivas, arcos juvenis, arcos continentais tardios e sequencias sin-orogênicas. Os detritos da erosão das montanhas resultantes da colisão no orógeno Brasileiro estão atualmente documentados em bacias molássicas e do tipo *foreland*, cujo final da atividade orogenética é datado em ca 540-500 Ma, com base nos granitóides pós-colisionais dispostos ao longo do orógeno (Ganade de Araujo, 2014).

Figura 7 - Reconstrução pré drift da América do Sul e África mostrando os principais Cratons, o Cinturão Andino, Cinturão Paleoproterozóico e as províncias Brasilina/Pan-Africana de Oeste Gondwana. PB =Província Borborema.



Fonte: Adaptado de Osako *et al.*, 2011.

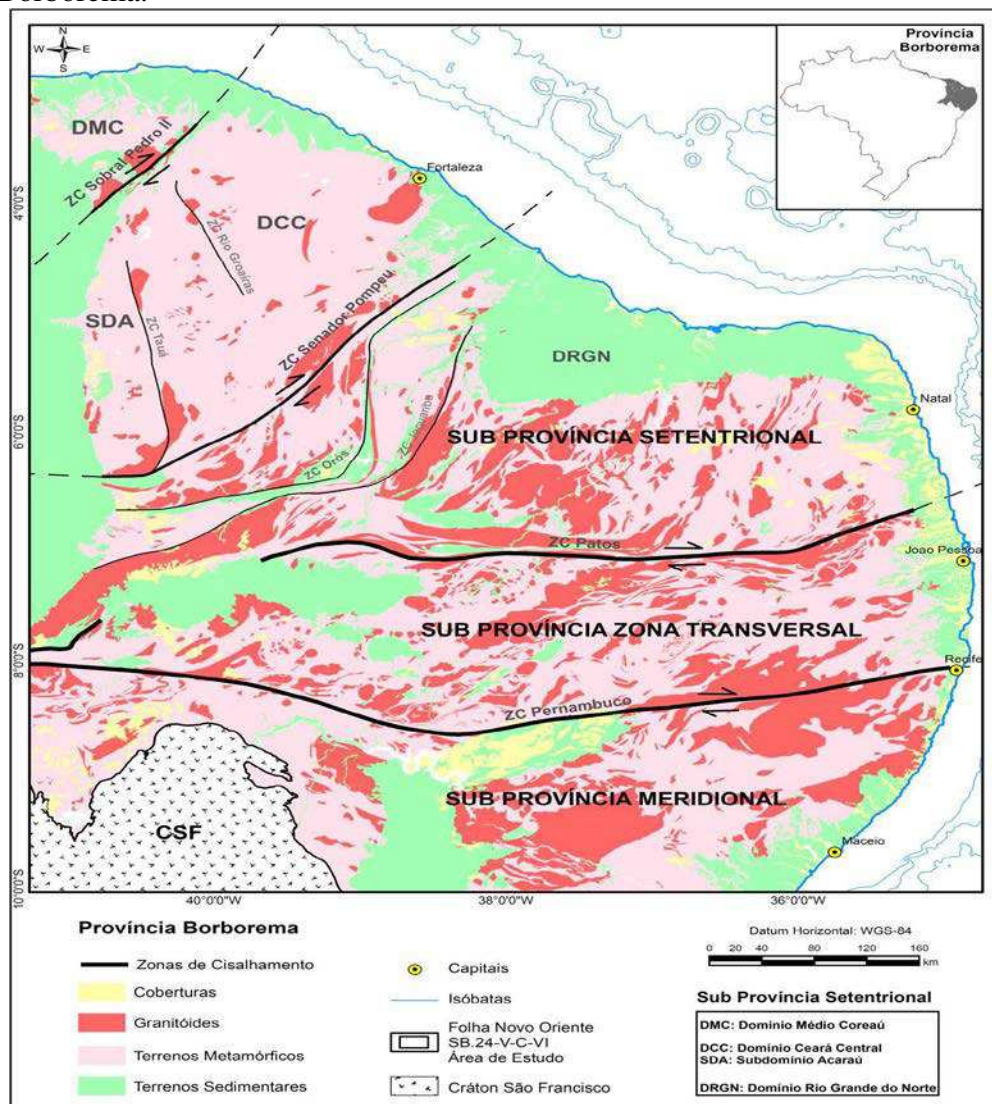
A atuação da Orogênese Brasiliana/Pan-Africana na Província Borborema está caracterizada pelo desenvolvimento de extensas zonas de cisalhamento transcorrente e pelo intenso magmatismo granítico (Almeida *et al.*, 1981). Na rede de zonas de cisalhamento, as maiores, correspondem aos chamados lineamentos Patos, Pernambuco e o Lineamento Sobral Pedro II. Os dois primeiros são gerados por movimentação transcorrente de direção geral em torno de E-W, e o terceiro de direção NE-SW, tendo extensão de várias centenas de quilômetros e largura de até mais de uma dezena de quilômetros. Os dois primeiros limitam a Província Borborema em três grandes blocos ou domínios tectônicos (Van Schmus *et al.*, 1995):

- a) Domínio Setentrional: localizado a norte do Lineamento Patos;
- b) Domínio Transversal, situado entre o Lineamento Patos, a norte e o Lineamento Pernambuco, a sul;

- c) Domínio Meridional: localizado a sul do Lineamento Pernambuco, que se prolonga até o limite com o Cráton São Francisco.

Baseado em assinaturas crustais de Nd e diferenças de idades U-Pb, Brito Neves *et al.* (2000), a subdividiram em domínios crustais menores, e o Domínio Setentrional foi subdividido em: Domínio Médio Coreaú (DMC): limitado a sul pelo lineamento Transbrasiliiano, também conhecido como Sobral-Pedro II; Domínio Ceará Central (DCC): localizado entre os lineamentos Transbrasiliiano e Senador Pompeu; Domínio Rio Grande do Norte (DRGN): limitado pelos lineamentos Senador Pompeu e Patos. (Figura 8).

Figura 8 - Reconstrução pré drift da América do Sul e África mostrando os principais Crátons, o Cinturão Andino, Cinturão Paleoproterozóico e as províncias Brasilina/Pan-Africana de Oeste Gondwana. PB =Província Borborema.



Fonte: Bizzi *et al.*, 2003.

### 3.1.1 Domínio Ceará Central

O Domínio Ceará Central (DCC), onde está incluída a área de estudo, é a mais extensa unidade geotectônica da porção norte da Província Borborema, cobrindo cerca de 60% do território do Estado do Ceará. É limitado a noroeste pela zona de cisalhamento Sobral-Pedro II (Lineamento Transbrasiliano) e a sudeste pela zona de cisalhamento Senador Pompeu (ZCSP), sendo encoberto a SW-W pelas rochas sedimentares da Bacia do Parnaíba (Amaral, 2007).

Arthaud *et al.* (2008) dividem o Domínio Ceará Central em cinco conjuntos litotectônicos: embasamento policíclico, supracrustais proterozóicas, complexo ígneo-anatótico, granitogênese pós-colisional e bacias tardi-brasilianas.

#### 3.1.1.1 Embasamento Policíclico

O embasamento do Domínio Ceará Central (DCC) possui idades arqueanas-paleoproterozóicas, e está subdividido em três unidades: Complexo Cruzeta, Suíte Madalena e Unidade Algodões. Os terrenos de idade arqueana estão representados pelo Complexo Cruzeta que aflora na porção sudeste do DCC, sendo balizado a leste pela Zona de Cisalhamento Senador Pompeu e a oeste e a norte pelos gnaisses do embasamento Paleoproterozóico que afloram na região de Madalena até Choró (Amaral e Santos, 2008).

O Complexo Cruzeta, com idades U-Pb arqueanas variando entre 2,65 e 3,27 Ga (Arthaud, 2007) representa um complexo gnaisse migmatítico, constituído por gnaisses ortoderivados de composições variadas, com predomínio de bandas tonalíticas/granodioríticas sobre bandas graníticas. Apresentam bandamento sub-horizontal e condições de metamorfismo do fácies anfibolito alto, com frequentes feições de migmatização. São comuns *boudins* de rochas básicas e ultrabásicas e fragmentos de formações ferríferas bandadas.

A Suíte Madalena é composta por um contíguo de corpos intrusivos no Complexo Cruzeta, de composição tonalítica, diorítica e quartzo-diorítica. Apresenta idade U-Pb de ca. 2,2 Ga (Martins *et al.* 1998) e idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,3 e 2,45 Ga, com  $\epsilon_{Nd}(t)$  geralmente pouco positivo ou negativo indicando tratar-se de rochas juvenis com leve contaminação crustal (Arthaud, 2007).

A Unidade Algodões é uma unidade composta de rochas supracrustais constituída essencialmente de rochas anfibolíticas com leucognaisses, quartzitos micáceos, metagrauvacas,

metarcósios e raras calcissilicáticas. As rochas foram submetidas a metamorfismo do fácies anfibolito alto, sem fusão parcial (Arthaud, 2007).

Dentro do âmbito do Paleoproterozóico ocorrem ainda no Domínio Ceará Central uma série de associações gnáissicas migmatíticas, carentes de mapeamento geológico e de estudos geocronológicos, designadas como embasamento das supracrustais neoproterozóicas. Estas associações compreendem ortognaisses de composição tonalítica a granodiorítica, geralmente metamorfizados em fácies anfibolito de alta temperatura com condições variáveis de migmatização e rara contraparte sedimentar (Cavalcante *et al.*, 2003). Idades UPb para essa associação giram entre 2,11 e 2,19 Ga com idades modelo  $T_{DM}$  entre 2,42 e 2,48 Ga (Hackspacher *et al.*, 1990; Fetter, 1999; Castro, 2004).

#### 3.1.1.1.1 Supracrustais proterozoicas

As sequências supracrustais neoproterozóicas ocorrem principalmente bordejando o Complexo granito-migmatítico Tamboril Santa Quitéria. São várias sequências, agrupadas sob a denominação de Complexo Ceará, que apresentam, em determinados casos, características litológicas e assinaturas radiocronológicas diversas, entretanto, com suas relações ainda não totalmente elucidadas (Arthaud, 2007). Estas sequências apresentam, frequentemente, paragêneses de alta pressão e alta temperatura, características do fácies anfibolito alto a granulito, localmente com relictos de paragênese eclogítica, combinado com um distinto bandamento tectônico de baixo ângulo (Ganade de Araujo, 2014).

De um modo geral, a associação sedimentar original do Complexo Ceará abarca largos tratos psamíticos, psamo-pelíticos e pelíticos, associados ou não a sedimentação química. Ocorrências de anfibolitos representam provavelmente o magmatismo básico sin-sedimentar associado à deposição destes sedimentos (Castro, 2004, Arthaud, 2007). Alguns estudos termobarométricos realizados sobre esses anfibolitos granatíferos indicaram registros de condições eclogíticas (Castro, 2004; Garcia e Arthaud 2006, Santos *et al.*, 2009).

Arthaud (2007), ao datar pelo método U-Pb SHRIMP, zircões detríticos em metapelitos, obtém idade de sedimentação entre 850-750 Ma para a sequência QPC do Complexo Ceará. Para esse autor, esses dados geocronológicos associados a outros obtidos por vários autores ao longo da Província Borborema, são interpretados, como coligados ao rifteamento do embasamento arqueano/paleoproterozóico com posterior abertura oceânica.

Nesse contexto, o Complexo Ceará é interpretado como uma sequência de margem passiva associada à abertura de um oceano (em torno de 850 Ma) que, posteriormente, se fechou, envolvendo a sequência numa colisão continental responsável por sua deformação e metamorfismo (Arthaud *et al.*, 2008).

#### 3.1.1.1.2 Complexo ígneo-anatético

O complexo ígneo-anatético é representado pelo Complexo Tamboril-Santa Quitéria (CTSQ). Consiste em um conjunto litológico que abrange gnaisses metatexíticos e diatexíticos, no sentido de Sawyer (2008) que variam de composição diorítica a granítica. Esparsos corpos de granitóides porfiríticos a equigranulares, mostrando claras relações intrusivas sobre os metatexitos e diatexitos e composição predominantemente granodiorítica a granítica, atestam que diversos pulsos magmáticos foram envolvidos no desenvolvimento deste complexo. O CTSQ está alinhado segundo a direção NE-SW, seccionado parcialmente a sul pela zona de cisalhamento Senador Pompeu e, no centro-norte pela falha Groaíras, cobrindo uma área de 40.000 km<sup>2</sup>, representando significativa parte dos complexos granitóides do Domínio Ceará Central. Fetter (1999) obtêm idade U-Pb entre 0,637 e 0,623 Ga e ( $T_{DM}$ ) entre 0,86 a 1,92 Ga, com  $\epsilon_{Nd}$  (600 Ma) variando entre -20 a +4, para os granitoides deformados do CTSQ, sugerindo uma fonte mista para a origem dos granitóides. Em Fetter *et al.*, 2003, o complexo é interpretado como uma suíte magmática originada em ambiente de arco continental, com sucessivos episódios magmáticos, ativos durante o Neoproterozóico.

Castro (2004) obteve idades U-Pb similares para estas rochas, variando entre 0,620 a 0,611 Ma. A descoberta de retroeclogitos por Castro (2004) levou a uma interpretação divergente da discutida por Fetter (2003), em relação à posição da zona de subducção que teria dado origem ao Complexo Tamboril Santa Quitéria. Com base no posicionamento geográfico desses retroeclogitos (a oeste do complexo), Castro (2004), sugere um sentido noroeste para o fechamento oceânico, já Fetter (2003), baseado na posição atual do Batólito e por anomalias gravimétricas positivas (Lesquer *et al.*, 1984) propõem um sentido sudeste para o processo de subducção.

Santos *et al.* (2009) apresentam novos dados termobarométricos em rochas eclogíticas a oeste do CTSQ, reforçando a teoria de uma subducção para leste-sudeste. O panorama atual mostra que estas rochas de alta pressão ocorrem, de maneira descontínua, circundando o CTSQ, sugerindo que o processo colisional pode ter envolvido zonas de alta

pressão em ambos os lados do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, em uma espécie de extrusão tectônica vertical, similares a estruturas de flores positivas. Alternativamente, modelos envolvendo duas ou mais subducções próximas também podem ser empregados a exemplo do modelo proposto por Caby (2003) na evolução neoproterozóica do escudo Hoggar no centro africano. Segundo Ganade (2014), Caby acredita que o Complexo Tamboril Santa Quitéria (independentemente de sua natureza) trata-se de uma unidade alóctone e, portanto, qualquer esforço atribuído à construção crustal desta região com base nos elementos associados ao arco magmático de Santa Quitéria (*e.g.* subducção a leste ou oeste da presente posição, arco, bacias marginais de *forearc*, *foredeep* e/ou *back arc*, prismas acrescionários) deve-se levar em consideração a aloctonia do mesmo.

### 3.1.1.2 Granitogênese pós-colisional

Granitos mais jovens que as porções integrantes do CTSQ, devem ser ressaltados. Eles estão representados pela: Suíte Quixadá-Quixeramobim, com idades U-Pb de 0,585 Ga (Almeida, 1999), o granitóide Chaval (no Domínio Médio Coreaú) com idade U-Pb em monazita de 0,591 Ga (Fetter, 1999), por uma série de corpos, no qual se destacam os corpos Mucambo, Meruoca, Barriga, Pagé, Serrote São Paulo e Complexo Anelar Quintas com idades U-Pb variando entre 0,530 a 0,480 Ga (Castro, 2004, Fetter, 1999). A inter-relação tectônica entre esses episódios magmáticos ainda foi pouco explorada (Ganade de Araujo, 2014) necessitando ainda de mais dados geocronológicos, para uma melhor análise dos processos tectônicos relacionados à geração destes magmas, bem como a história pós-colisional da cadeia.

### 3.1.1.3 Bacias tardi-brasilianas

Após a colisão neoproterozóica, surgiu um período de colapso orogénico, devido à formação de um sistema extensional alojado preferencialmente sobre as zonas de cisalhamento tardias do escape colisional (Sistema Transbrasiliano), sendo representados pelos rifteamentos dos Jaibaras, Jaguapari, Cococci, São Julião e Raimundo Nonato. Este episódio, acompanhado de magmatismo, compreende corpos intrusivos com idades variando entre 0,53 a 0,48 Ga, assim como vulcanismo representado pelo enxame de diques Coreaú e pela Suíte de *sills* e diques Parapuí. Subsequentemente a este estágio mecânico inicia-se a fase termal de

subsidiência, em que se inicia a sedimentação da bacia intracratônica do Parnaíba (Oliveira & Mohriak, 2003).

O preenchimento das bacias extensionais inicia-se com depósitos caracterizados por rápidas variações na espessura e mudança de fácies, associados a espessos pacotes conglomeráticos e conformidades locais e inconformidades de variada extensão (Abreu *et al.* 1993, Oliveira & Mohriak, 2003). A bacia de Jaibaras proporciona a melhor exposição desta sedimentação, sendo organizada estratigraficamente da base para o topo nas formações Massapê, Pacujá e Aprazível, como também a Suíte Parapuí. Segundo Mota Garcia (2018) a evolução geodinâmica da Bacia do Jaibaras ocorreu em diferentes estágios entre 560 e 484 Ma.

#### 3.1.1.3.1 Bacia do Parnaíba

Na Bacia do Parnaíba, a fase de subsidiência termal inicia-se no Siluriano com a deposição das sequências basais do Grupo Serra Grande, provavelmente a partir de detritos oriundos do desmonte da cadeia neoproterozóica. Este grupo engloba as Formações Ipu, Tianguá e Jaicós, onde Góes e Feijó (1994) interpretam esses pacotes com deposição em ambientes fluvio-glacial e glacial, passando a transicional marinho e retornando as condições continentais. A área de ocorrência do pacote sedimentar do Grupo Serra Grande delimita a bacia em seus flancos nordeste, leste e sudeste. Apresenta uma notável quebra no relevo regional com característica morfológica de *cuernas*. As maiores espessuras estão situadas a nordeste, particularmente sobre o sistema de zonas de cisalhamento Transbrasiliana, com adelgaçamento em direção a sul e sudeste (Santos & Carvalho, 2004).



## **4 PROCESSAMENTO E INTERPRETAÇÃO DE DADOS AEROGEOFÍSICOS**

### **4.1 Introdução**

Dado o potencial metalogenético da área e a importância de obter uma assinatura geofísica que se assemelhe às encontradas em depósitos do tipo IOA e/ou IOCG recorreu-se ao uso de dados aerogamaespectrométricos e magnetométricos.

Após o processamento as imagens geradas permitiram também a definição das áreas de maior interesse, a identificação de estruturas e unidades geológicas.

Os depósitos de ferro do tipo IOA e IOCG frequentemente estão associados a um forte controle estrutural e são dominados por magnetita e hematita respectivamente. Estas características permitem que esses depósitos produzam anomalias magnéticas elevadas e deem excelentes respostas aos levantamentos aeromagnetométricos. Como será visto no Capítulo 5, na área ocorrem cinco fácies de minério, cada qual com suas características tipológicas e associações mineralógicas distintas, mas todas as ocorrências têm em comum o óxido de ferro como o principal mineral minério. Por outro lado, a aerogamaespectrometria permite discriminar as alterações hidrotermais e/ou possíveis concentrações de minério bem como também as unidades geológicas associadas. Por exemplo, em depósitos do tipo IOCG onde a alteração potássica é a dominante, a resposta no canal do K é mais expressiva do que em alterações potássicas presentes em depósitos tipo IOA.

### **4.2 Características aerogeofísicas das ocorrências**

#### ***4.2.1 Gamaespectrometria***

A gamaespectrometria possui pouco alcance em profundidade, e as informações obtidas limitam-se aos primeiros 30 cm da superfície da terra. Os dados são adquiridos através da radiação gama detectada da desintegração natural do potássio ( $^{40}\text{K}$ ), tório ( $^{232}\text{Th}$ ) e dos elementos da série do urânio ( $^{238}\text{U}$ ).

Após tratamento dos dados gama envolvendo normalização e micronivelamento foram gerados mapas radiométricos de concentração de K, Th e U, e um mapa de composição ternária em falsa cor RGB (*Red Green & Blue*). Estes mapas possibilitaram obter informações

acerca da composição das unidades litológicas e a localização de regiões com maior ou menor concentração de um elemento, o que ajudou a delimitar áreas de maior interesse para o estudo.

#### *4.2.1.1 Canal do Potássio*

A concentração média do potássio na crosta continental oscila entre 2 e 2,5%. É um elemento extremamente móvel em ambientes de alteração hidrotermal e durante o intemperismo. Os principais minerais portadores são o ortoclásio e o microclínio, aparecendo também em flogopita, biotita e muscovita. As rochas que apresentam maiores teores deste elemento são em geral rochas ígneas félsicas, como granitóides e sienitos, assim como seus equivalentes vulcânicos e rochas metamórficas como gnaisses, xistos e filitos. O elemento é também um constituinte importante de rochas sedimentares, como folhelhos e argilitos. Na área de estudo, as anomalias estão associadas aos granitos potássicos, aos migmatitos, granitos anatóticos, granitos porfiríticos e às unidades metassedimentares. Os maiores valores mostraram-se associados a alterações hidrotermais do tipo potássica ao norte da área. Estas alterações se concentram na área que ocorre o litofácies rico em magnetita e apatita de granulação fina e as rochas básicas (Figura 9a).

#### *4.2.1.2 Canal do Tório*

O tório é geoquimicamente o elemento mais imóvel dos três radioelementos e sua concentração média na crosta é de 5,6 ppm. Está comumente presente em minerais como monazita, alanita, zircão e xenotímio associado às rochas ígneas e metamórficas quartzo feldspáticas. No canal do tório, as anomalias ocorrem de forma mais discreta, geralmente acompanhando as anomalias de potássio junto às mesmas associações litológicas (principalmente os granitos e as unidades metassedimentares), com alguns picos na cobertura da bacia (Figura 9b).

#### *4.2.1.3 Canal do Urânio*

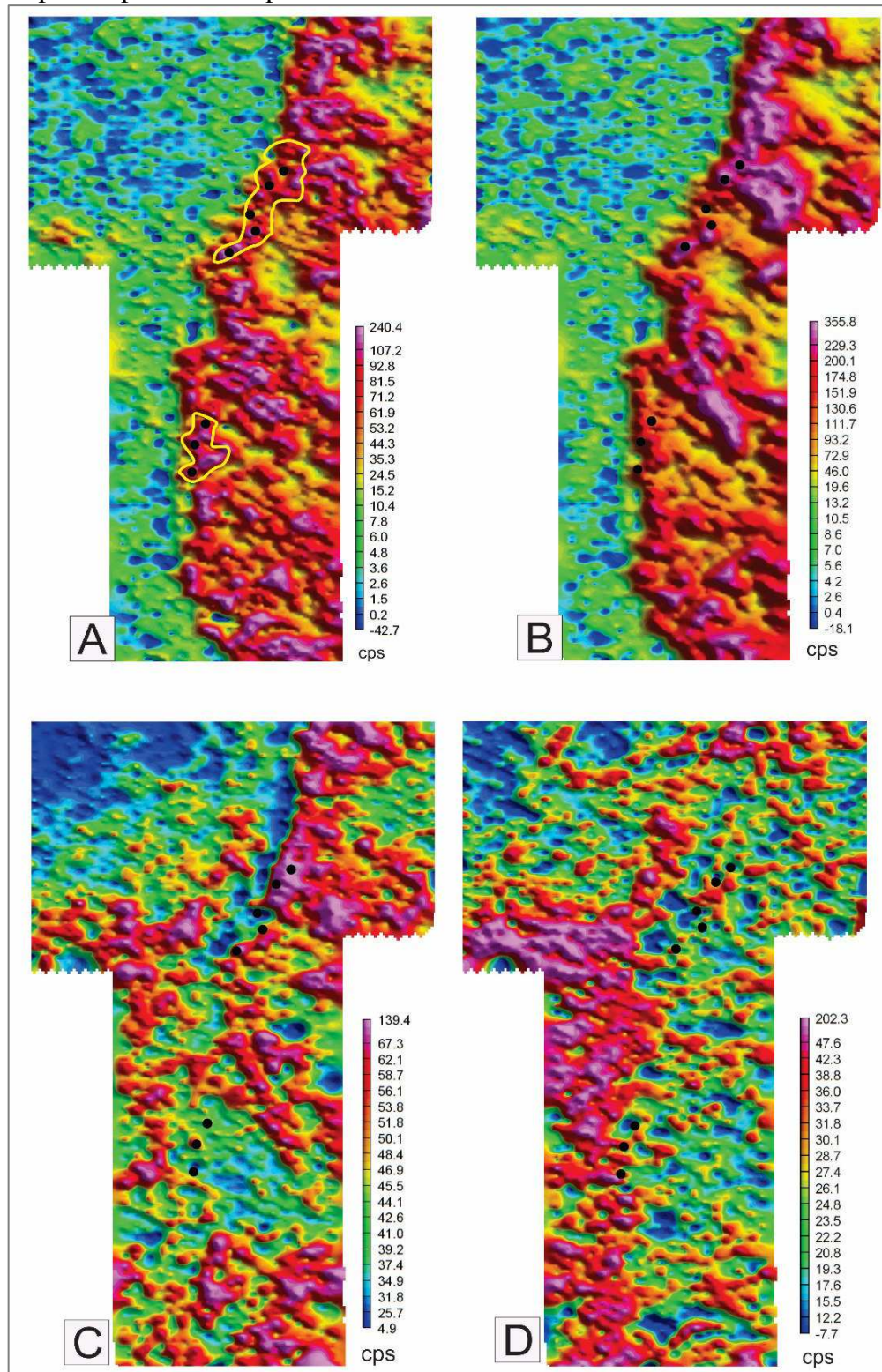
Elemento de menor concentração média na crosta, aproximadamente 1,5 ppm, o urânio assim como o tório tem mobilidade geoquímica baixa, mas pode acompanhar o potássio nos processos hidrotermais. Está presente também em minerais acessórios e ocorre em

pegmatitos, sienitos, carbonatitos, granitos, gnaisses e alguns folhelhos. É solúvel em ambiente oxidante, facilmente absorvido por argilominerais e co-precipitados com óxidos de ferro nos solos o que pode explicar sua ocorrência de maior expressão no domínio da Bacia. No embasamento os valores elevados de U ficam restritos aos corpos graníticos mais novos e diferenciados como no caso do biotita granito (Figura 9a).

#### **4.2.2 Parâmetro F**

O *parâmetro F* (ou *fator F*) é um cálculo utilizado para analisar a razão entre elementos radiométricos (Gnojek & Prichystal 1985). Esta técnica realça o enriquecimento de potássio e urânio em relação ao tório principalmente quando associado às áreas com alterações hidrotermais. Segundo Ostrovskiy (1973) devido ao alto poder de migração do potássio em relação ao tório e ao urânio, é possível o acúmulo de potássio em zonas hidrotermais uma vez que, este elemento está sempre na fase líquida da solução hidrotermal. Áreas com forte intemperismo e alta lixiviação do potássio tendem a apresentar valores para o parâmetro F muito baixos, enquanto que maciços rochosos que foram submetidos ao enriquecimento de potássio e urânio por alteração hidrotermal tendem a apresentar altos valores (Ribeiro et al., 2013). No mapa de *parâmetro F* gerado, as ocorrências mostram estreita relação com as zonas de enriquecimento de potássio. No setor norte as anomalias estão associadas a granitóides (monzogranitos, granitos porfiríticos) por vezes apresentando fases de alteração ferro-potássica. No setor sul, apesar de parte das anomalias estarem associadas a solos aluviais, apresentam porções ligadas a fase de potassificação imprimida pelo biotita granito que recorta a mineralização. As outras áreas com elevados valores de *parâmetro F* correspondem a granitóides ricos em potássio mas aparentemente sem nenhuma fase de potassificação evidente.

Figura 9 - a) Mapa de parâmetro F mostrando as áreas com possíveis enriquecimento de potássio. b) mapa do canal do K muito semelhante ao primeiro mas com valores mais dispersos c) Canal do th d) canal do urânio. Os pontos pretos correspondem às ocorrências de ferro.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019)

### 4.3 Interpretação Aerogamaespectrométrica

Visando facilitar a interpretação dos dados, foi gerado o mapa ternário (RGB) para ressaltar o contraste entre áreas com diferentes concentrações de radioelementos, onde foi atribuída a cor vermelha para o canal do potássio, verde para o canal do tório e azul para o urânio. A cor branca representa a junção dos três elementos (K, eTh e eU) e a cor preta a ausência. A partir do mapa de fusão ternária foram individualizados e constatado em campo, sete domínios gamaespectrométricos delimitados visualmente através de escala de cores. Dentre os sete, dois foram classificados como domínios tectônicos dominantes. O maior, predominantemente em amarelo, representa o domínio das rochas do embasamento cristalino (metatexitos e diatexitos) e o segundo, em azul, o domínio da Bacia do Parnaíba (Figura 10).

O domínio I, é representado pelas rochas do embasamento. Apresenta poucas mudanças nas contagens dos três radioelementos, mas é marcado por uma concentração média de Th e K. Apresentam dois padrões distintos, um com cores amareladas que correspondem aos diatexitos e metatexitos e o outro com cores esbranquiçadas que equivale aos granitóides mais jovens, onde é possível identificar também subunidades representadas por calssilicáticas e os gnaisses pelíticos e solos em geral.

O domínio II marcado por médio a alto Th pode ser explicado pela topografia elevada e plana, o que dificulta a mobilidade destes elementos durante o intemperismo e/ou por sua fixação em arenitos ricos em hidróxido e óxido de ferro, às vezes intercalados com níveis siltíticos e argílicos. Como esses elementos são menos móveis do que o potássio, uma vez retirados das suas rochas fontes, são facilmente absorvidos por argilominerais e co-precipitados como óxidos de ferro nos solos (Wilford et al. 1997).

O domínio III, que prevalece as contagens de alto K e U e médio Th, é o de maior interesse para o estudo, pois está associado a quatro tipos de ocorrências de minério: *stratabound*, hematítico, disseminado/filoniano e o de granada com magnetita. O limite deste domínio com o domínio da Bacia é uma área de declive pronunciada, onde a atuação de processos erosivos é constante. Para este tipo de regime geomórfico a resposta gamaespectrométrica superficial costuma corresponder ao substrato rochoso, Wilford et al. (1997). Neste domínio está localizada a Unidade Estreito, o biotita granito e os dioritos. A resposta gamaespectrométrica marcado por alto K e U parece estar associada principalmente a processos hidrotermais superimpostos a estes litotipos. Isso fica evidente ao ver o mapa de parâmetro F, que realça as possíveis zonas de enriquecimento de potássio.

Com exceção da zona de escarpa a variação de cores neste domínio, representado por solos aluviais, reflete a dispersão dos radioelementos, logo, a fonte superficial dos raios gama neste domínio não corresponde necessariamente ao substrato rochoso.

O domínio IV é representado por aluviões e sedimentos inconsolidados. Os valores anômalos são decorrentes da migração e acúmulo desses radioelementos controlados pelo sistema de drenagem e pelo regime de chuvas que tem capacidade de carrear maior quantidade de elementos.

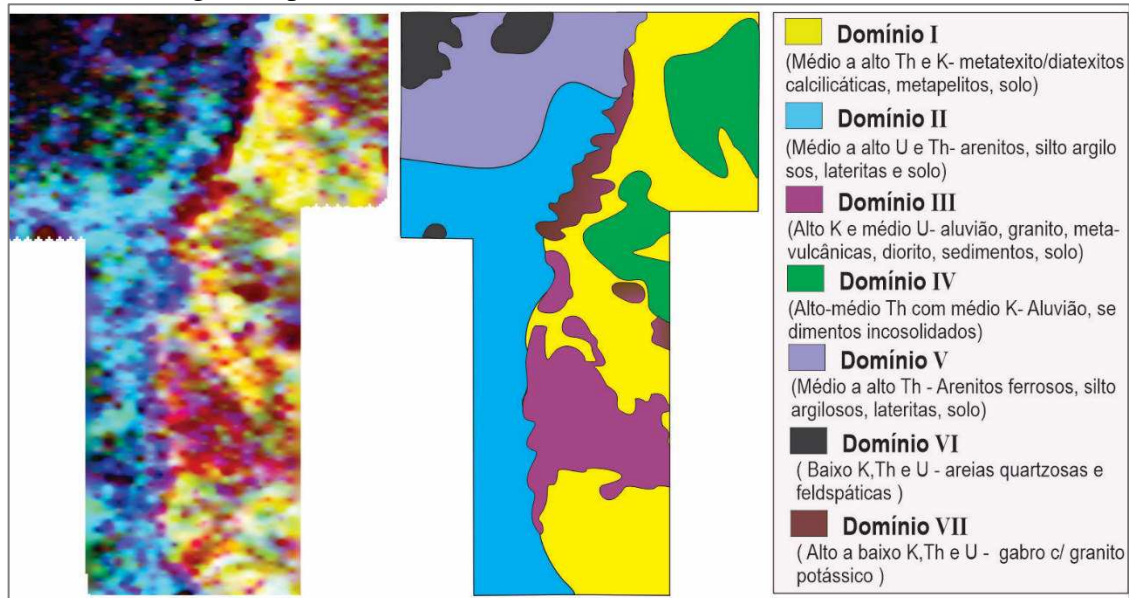
O domínio V é representado também por sedimentos da Bacia porém, com maior concentração de tório e maior frequência de lateritas e arenitos ferríferos.

O domínio VI é marcado pela baixa concentração ou praticamente a ausência dos três radioelementos e está associada aos depósitos de areia quartzosa pura.

O domínio VII é caracterizado por elevada concentração de K e Th e U e ao mesmo tempo por uma baixa concentração nesses elementos. Este domínio decorre da ocorrência simultânea de rochas com resposta gamaespectrométrica distintas mas que devido a escala impossibilita individualizar os litotipos. É neste domínio que ocorre o minério mais fino.

A contagem alta no canal do K e Th é devido à presença de rochas graníticas potassificadas enquanto as áreas com K, Th e U muito baixo (coloração mais amarronzada) correspondem a rochas gabróicas e ao minério. São encontrados ainda nesta área calssilicáticas, granitos anatóticos e gnaisses pelíticos. Neste domínio a resposta gama correspondeu ao substrato rochoso mapeado.

Figura 10 - a) Imagem ternária RGB da gamespectrometria com a localização das ocorrências e suas respectivas respostas gamaespectrométricas canais (K,Th,U).b) Domínios aerogamaespectrométricos.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).

#### 4.4 Interpretação Aeromagnetométrica

Os dados aeromagnéticos foram processados a partir de uma malha regular de 500 m usando o método de interpolação curvatura mínima e posteriormente técnicas de filtragem que proporcionaram o aumento da razão sinal/ruído e realçou as características da fonte magnética. O resultado final foi o mapa de amplitude do sinal analítico (ASA). Esse processamento é muito utilizado na determinação de geometrias dos corpos magnéticos, domínios litoestruturais e profundidade dos corpos onde os valores máximos de contraste magnéticos delimitam o contorno de fontes magnéticas.

Todos os tipos de minério estão associados aos valores magnéticos mais elevados, porém a maior parte destas anomalias se devem à presença de rochas de alta susceptibilidade magnéticas (gabros, basaltos, diabásios ricos em magnetita) que ocorrem recortando a Bacia ou aflorando como plútons em meio ao embasamento.

Dentre as áreas mais favoráveis a ocorrência de minério de ferro (as de domínio mais altos), duas se destacam: i) as anomalias à norte da área, que estão associadas às rochas máficas e ao minério mais fino com hematita; ii) e as anomalias à sul onde estão presentes os outros quatro tipos de minério e suas rochas hospedeiras.

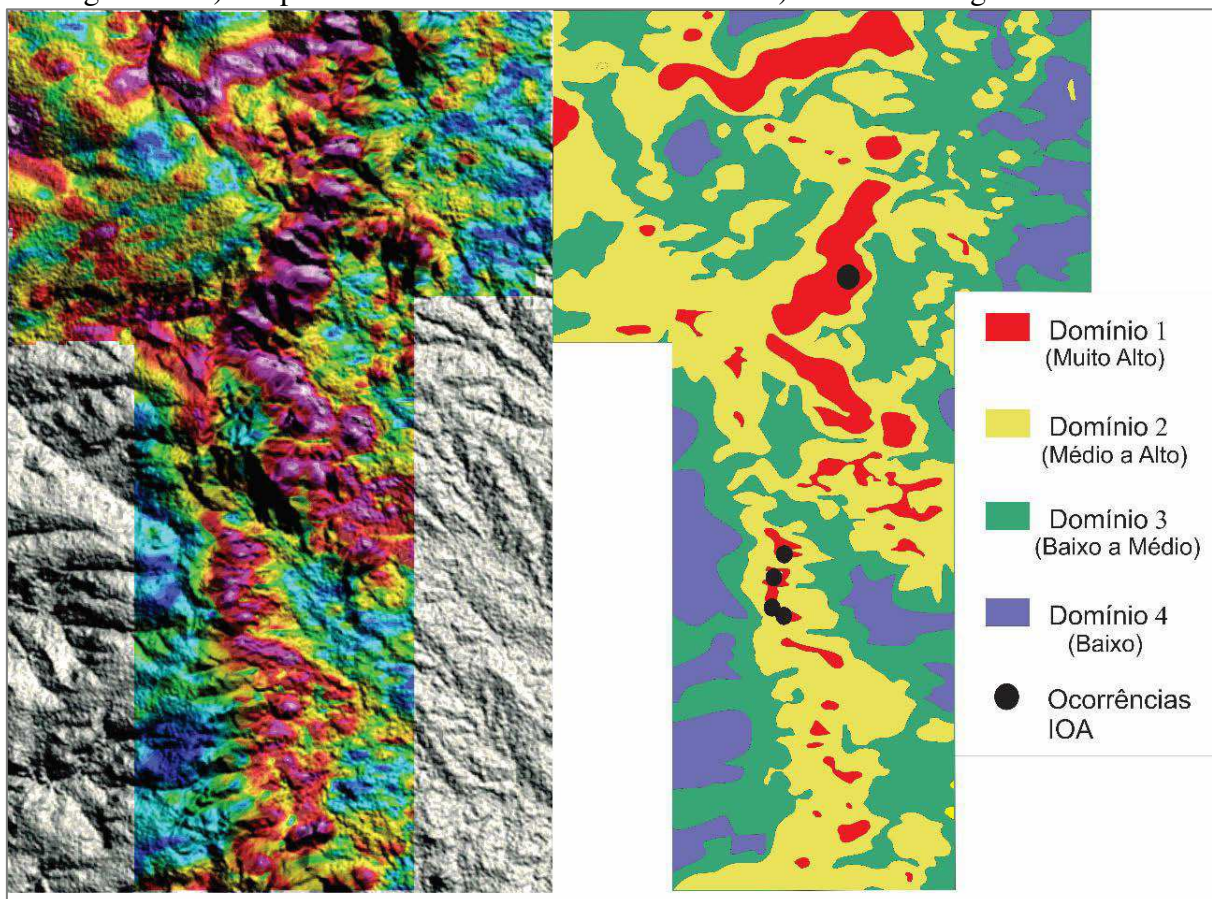


As anomalias no setor norte são fortemente influenciadas por rochas gabrônicas e basálticas que ocorrem junto com o minério. Este tipo de minério que tem hematita como óxido principal, ocorre disperso, como blocos rolados, em uma área pequena. Isso explica a dificuldade em individualizar a resposta aeromagnética do minério em meio às rochas máficas.

Nas anomalias no setor sul as respostas aeromagnetométricas correspondem aos litotipos hospedeiros dos minérios: metabasalto andesítico, diorito, skarn, e ao minério hematítico. Não foi constatado a presença de rochas gabrônicas associadas a esses litotipos.

A partir da delimitação de fontes magnéticas (Milligan & Gunn, 1997) por meio da Amplitude do Sinal Analítico (ASA), foram identificadas de forma qualitativa quatro classes de anomalias separadas em valores muito alto, alto, médio e baixo que compoem o mapa de domínios (Figura 11).

Figura 11- a) Amplitude do sinal analítico com SRTM b) Domínios magnetométricos.



Fonte: Elaborado pelo autor (2019).



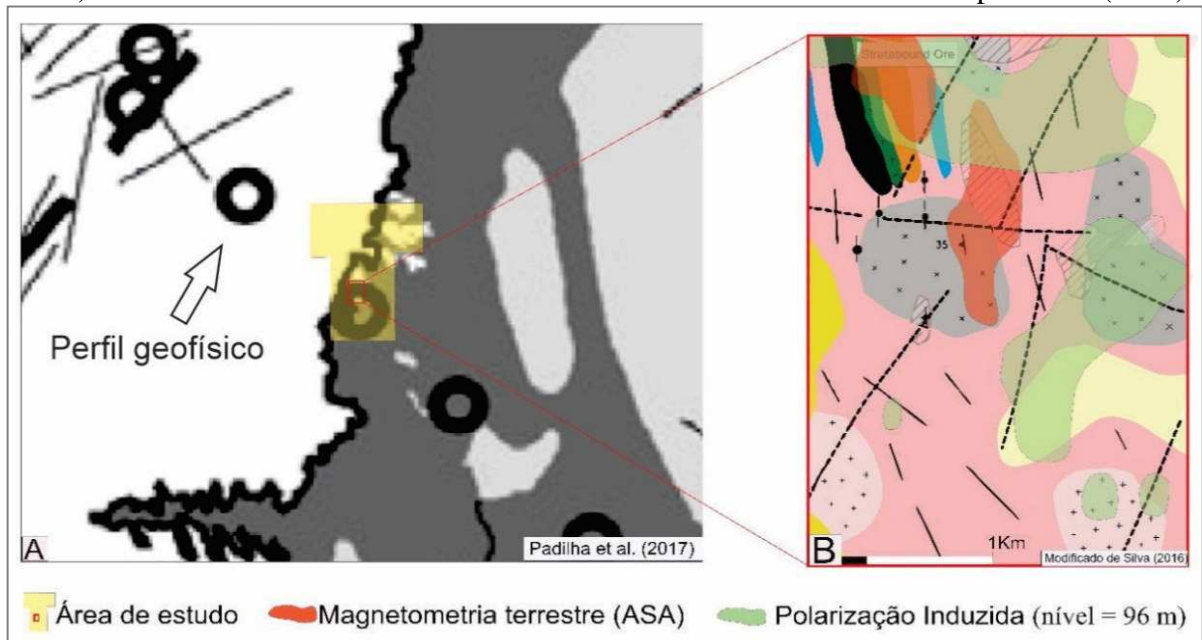
## 4.5 Discussões

O emprego da gamaespectrometria revela que os dois setores mostram assinatura geofísica característica de sistema IOCG *strictu sensu*. A julgar pelo tipo de alteração característica deste depósito, no setor norte a alta concentração de K está relacionada aos granitos com alteração ferro-potássica, enquanto no setor sul, a contagem elevada no canal do K está relacionada à dispersão dos radioelementos em solos aluviais, mas também à alteração potássica local imprimida na Unidade Estreito pelo biotita granito. Contudo, como será visto no próximo capítulo, ambas as áreas possuem litotipos com aspectos mineralógicos e petrológicos similares aos depósitos tipo IOA.

Deste modo, é viável pensar se um possível sistema IOCG *sensu strictu* estará também envolvido no contexto das ocorrências de IOA. No setor norte as ocorrências de bloco de granitos potassificados aparentemente superimpostas por alteração de óxido de ferro é um forte condicionante de sistema IOCG.

O estudo de polarização induzida (IP) e magnetometria terrestre realizado por Silva (2016) na área sul, revela valores anômalos de cargabilidade e de altos magnéticos provavelmente associados a rochas compostas por sulfetos e a rochas com magnetita, respectivamente (Figura 12). Em determinadas áreas levantadas as anomalias de IP e magnetometria chegam a coincidir, o que do ponto de vista prospectivo aumenta a possibilidade do setor sul apresentar uma zona mineralizada rica em sulfeto e óxido de ferro, Silva (2016).

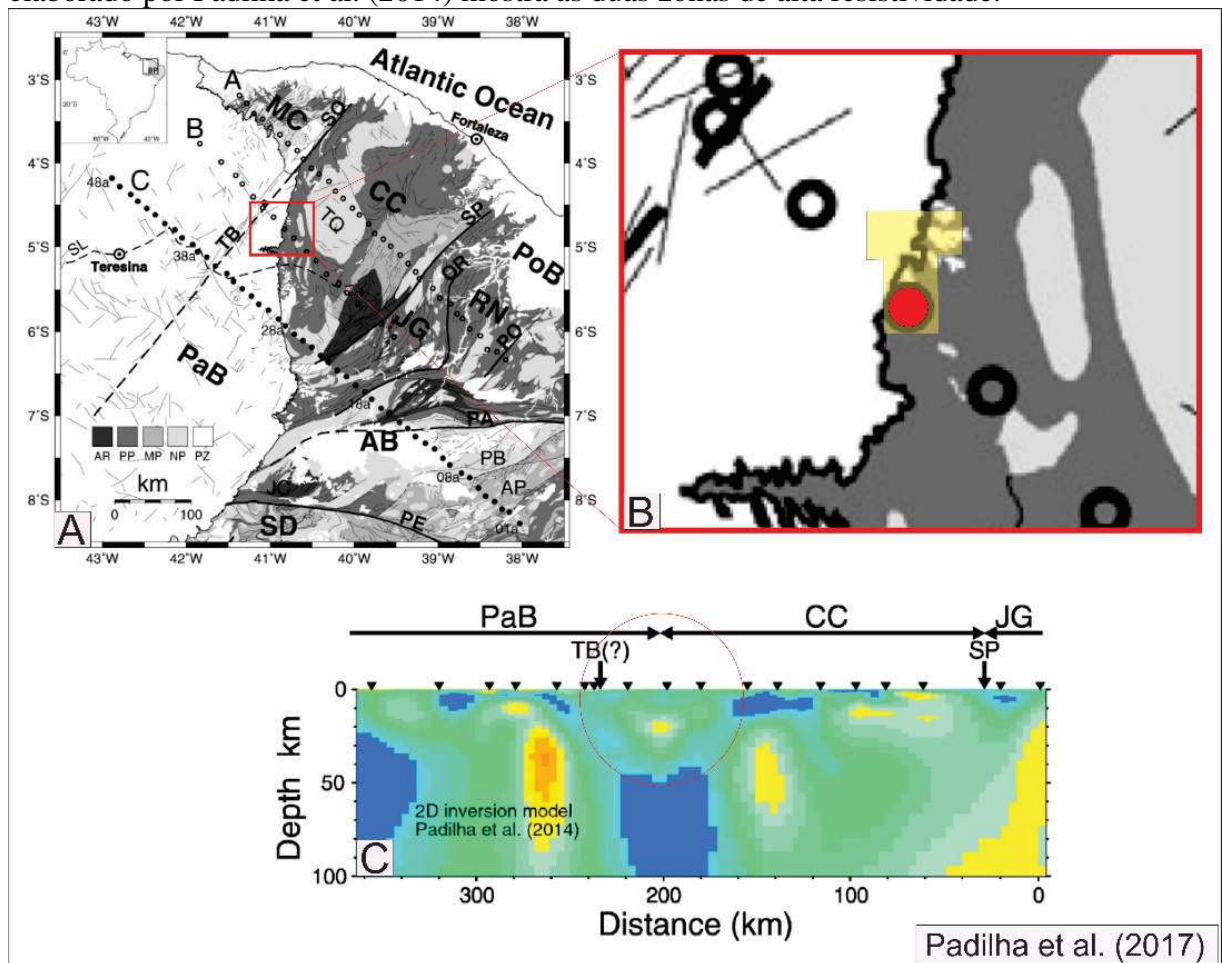
Figura 12 - Área de estudo com localização de pontos levantados por Padilha et al. 2014 (a) e em b) área do setor sul mostrando anomalias de ASA e IP terrestre obtidas por Silva (2016).



Fonte: Padilha (2017) e Silva (2016).

Adicionalmente, resultados obtidos por Padilha *et al.* (2014 e 2017) com magnetotelúrico, em perfil que atravessa a área de estudo, revela uma zona de baixa resistividade entre duas estruturas de alta resistividade, estas últimas, interpretadas como remanescentes de zonas de subducção. A zona de baixa resistividade demonstra ser um pulso magmático pós colisional que pode estar associado a uma intrusão. Neste sentido, visto que a elevada condutividade pode estar associada a presença de sulfetos abre se a possibilidade do setor sul apresentar também um sistema tipo IOCG *sensu strictu* (Figura 13).

Figura 13 - Localização regional dos perfis levantado por Padilha et al. (a) e de um dos pontos do perfil B que atravessa justamente a área sul de estudo (b). Em (c) o modelo de inversão 2D elaborado por Padilha et al. (2014) mostra as duas zonas de alta resistividade.



Fonte: Padilha (2017).

Como já esperado, todas as ocorrências de minério de ferro demonstraram afinidade com os domínios magnéticos mais elevados. No entanto essa relação requer cautela na interpretação, pois trata se de uma região com presença significativa de rochas máficas ricas em magnetita que exercem forte influência no aerolevanteamento. Além disso, as ocorrências de ferro são restritas a algumas áreas de forma localizada e sem grande extensão superficial o que de certa forma, dificulta a amplitude do sinal magnético.

## **5 GEOLOGY, PETROGRAPHY AND MINERAL CHEMISTRY OF IRON OXIDE-APATITE OCCURRENCES (IOA TYPE), WESTERN SECTOR OF THE NEOPROTEROZOIC SANTA QUITERIA MAGMATIC ARC, CEARÁ NORTHEAST, BRAZIL**

### **ABSTRACT**

Iron oxide-apatite (IOA) occurrences have recently been identified in the western sector of the Neoproterozoic Santa Quitéria magmatic arc (Ceará state, northeast Brazil), close to the boundary with the Paleozoic Parnaíba Basin. The IOA mineralization is hosted by albitized metadiorites and metavolcano-sedimentary rocks, which are crosscut by a late to post Brazilian biotite granite intrusion of a U-Pb age approximately  $548 \pm 4$  Ma. Within the metavolcano-sedimentary sequence, metavolcanic rocks are bimodal and consist of albitized metabasalt-andesite and metarhyolites with a U-Pb age of  $554 \pm 6$  Ma, whereas the metasedimentary units are represented by calc-silicate, marble, and pelitic gneisses. The iron oxide-apatite mineralization occurs as (i) banded–stratabound lenses/layers composed of magnetite (50–70%), with or without ilmenite exsolution; apatite ( $\leq 8\%$ ); monazite; and locally subordinate copper sulfides ( $\sim 2\%$ ); (ii) massive magnetite-(specular hematite)-apatite bodies; (iii) disseminated and vein magnetite-apatite within albitized metadiorite; (iv) massive rhombohedral hematite bodies; and (v) garnet-magnetite type. The host rocks also display scapolite, diopside, albite, and epidote (sodic-calcic alteration), biotite and K feldspar (potassic alteration) and chlorite and epidote in lower-T hydrothermal alteration assemblages. Mineral chemistry data reveal that (i) except for vein types, apatite in all the other occurrences is F rich ( $2.4 \leq F \leq 4.4\%$ ) and low in Cl ( $< 0.5\%$ ), and (ii) magnetite contains variable concentrations of Ti, V, Cr and Ni attributed to both igneous and hydrothermal environments. In addition, the magnetite of the stratabound occurrence is low in  $\text{TiO}_2$  ( $\leq 1.6\%$ ); however, its oxy-exsolutions are rich in  $\text{TiO}_2$  (14 to 52%), indicating a titanium-rich original iron oxide. The low sulfide content and high concentration of apatite indicate that the investigated Fe-P occurrences are of the IOA type, similar to those of IOA provinces elsewhere, such as Kiruna, El Laco, Gushan, Pea Ridge, Pilot Knob, and Bafq. Hence, the discovery of these occurrences in the Neoproterozoic Santa Quitéria magmatic arc has a twofold metallogenic significance: (1) these are the first records of IOA-type deposits in Brazil; and (2) open a favorability potential for the exploration of IOCG-type deposits in this tectonic domain. This demonstrates the importance of the discovery of these occurrences in the Neoproterozoic Santa Quitéria magmatic arc that

besides the economic character can trigger a line of research on the metallogenic meaning of these important deposits in different geological regions in Brazil.

**Keywords:** IOA deposits, apatite, magnetite, mineral chemistry, Santa Quiteria magmatic arc.

## 5.1 Introduction

IOA (iron oxide-apatite) deposits, also known as the Kiruna type, and IOCG (iron oxide-copper-gold) deposits, are part of a set of Fe-rich hydrothermal-magmatic and hydrothermal systems, respectively of high economic potential; however, they are still controversial in their genesis and classification (Williams et al., 2005; Corriveau, 2007; Groves et al., 2010; Chen, 2013). In the IOCG deposits, the Cu sulfide-Au mineralization, together with a suite of minor elements (e.g., U, Ni, Co, Ag, P, REE, F, Ba), is spatially associated with anomalous concentrations (> 10 vol%) of iron oxides (hematite and/or magnetite) (Hitzman, 2000; Williams et al., 2005). The ore bodies are structurally controlled and associated with a variable combination of extensive and pervasive alkali alteration types, including high-temperature assemblage represented by albite, diopside, scapolite, magnetite (Na to Ca-Fe alteration) and K feldspar, magnetite (K-Fe alteration), and lower temperature alteration types with assemblages represented by chlorite, sericite, quartz, and carbonate (Skirrow et al., 2007; Corriveau et al., 2016; Montreuil et al., 2016). Genetic models for these systems suppose the mixing of a range of fluid sources: magmatic brines derived from I-type or A-type granitic intrusions, formational/basinal/bittern/evaporitic brines, and meteoric and metamorphic fluids (Hitzman et al., 1992; Pollard, 2000; Xavier et al., 2008; Chen, 2013; Barton, 2014).

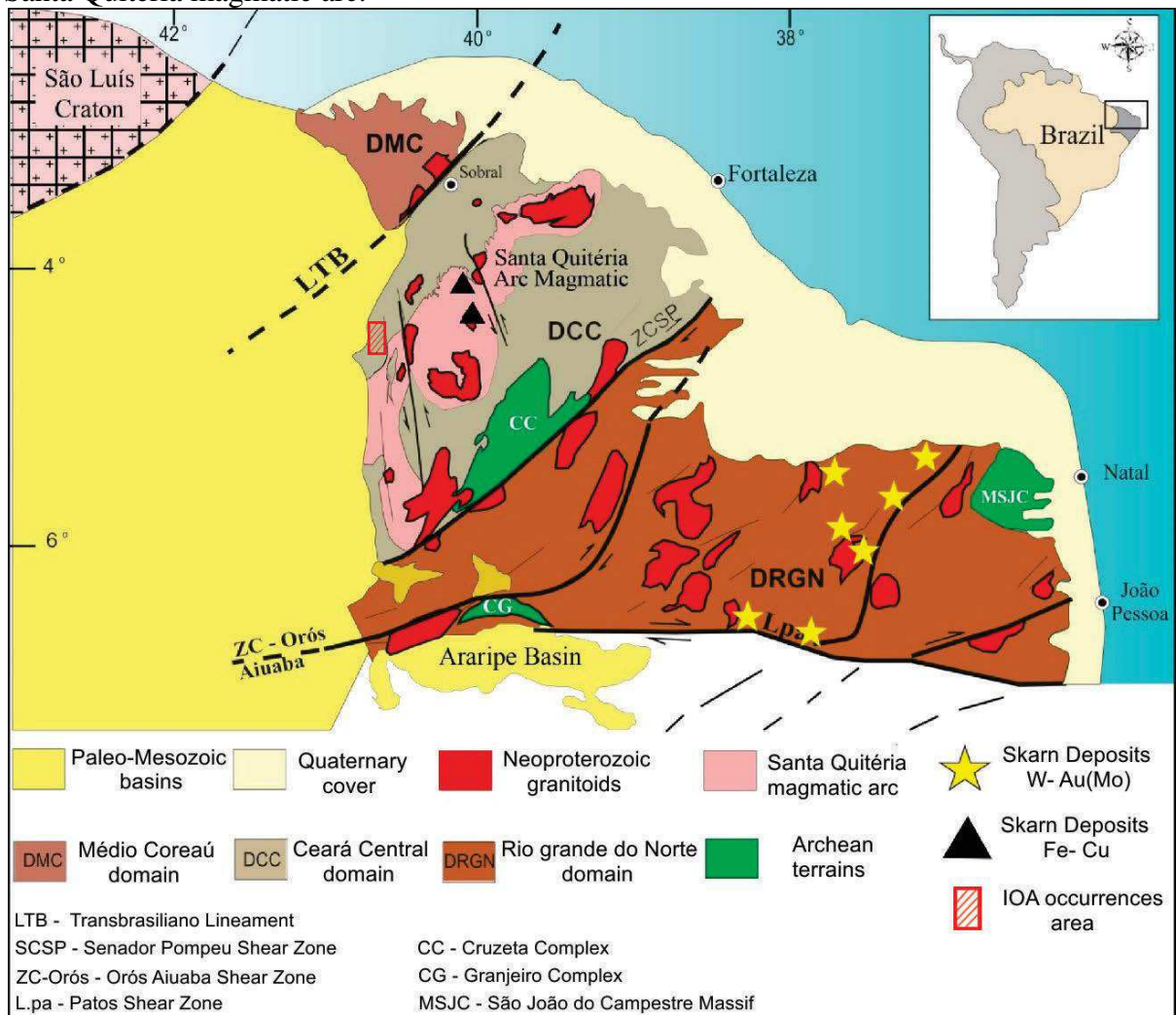
IOA-type deposits form in association with magmatic extrusive to subvolcanic (Frietsch & Perdahl, 1994; Velasco et al., 2016; Tornos et al., 2017) and dioritic intrusions (e.g. Hou et al., 2011). When it coexists with IOCG deposits, occurs at deeper crustal levels. The Fe-P mineralization may occur as massive, tabular or irregularly shaped bodies commonly involved with Na and Na-Ca-Fe alteration types (Williams et al., 2005). Many researchers believe that IOA deposits represent an iron-rich end member or are the deepest parts of larger IOCG system (Hitzman et al., 1992; Barton and Johnson, 2000; Hitzman et al., 2000; Sillitoe, 2003; Mumin et al., 2010; Barton, 2014; Corriveau et al., 2016; Reich et al., 2016). However, the origin of these deposits is also controversial and the following hypotheses have been proposed: (i) magmatic related to the immiscibility process between a Fe, P and volatile-rich magma, which separated from a calc-alkaline to slightly alkaline magma during cooling (Naslund et al., 2002); (ii) hydrothermal involving the transport of Fe by hypersaline fluids at high and low temperatures (Rhodes et al., 1999; Sillitoe and Burrows, 2002); and (iii) hybrid origin involving the combination of the two processes: magnetite-bubble aggregations pairs (Knipping et al., 2015) or volatile-rich iron-oxide melt (Tornos et al., 2016) separated from

conjugate silicate melts, which were subsequently overprinted by hydrothermal alteration. The textural and compositional variations in IOA deposits associated with the timing and depth of the separation of the volatile phase leading to the formation of a complex magmatic-hydrothermal system (Tornos et al., 2017). Among the major deposits of this class are Kiirunavaara, Malmberget and Grängesberg (Sweden), Mineville (Adirondacks, New York, USA), Pea Ridge (Arkansas, USA), Bafq (Iran), Gushan (China) and El Laco (Chile).

The IOA and IOCG deposits occur in almost all continents. In Brazil, however, investigations of the latter deposit type have been restricted to the Carajás Mineral Province (Monteiro et al., 2008; Xavier et al., 2011; Moreto et al., 2015), whereas the IOA types have not been previously documented until the accomplishment of this work. Here, we present the first report Fe-P occurrences identified in Brazil, in the western sector of the Neoproterozoic Santa Quiteria magmatic arc (SQMA- Fetter et al., 2003), at the boundary of the Paleozoic Parnaíba Basin, northeast Brazil (Fig. 1). These IOA occurrences are hosted by metadiorites, felsic-mafic metavolcanics and metasedimentary rocks, which are crosscut by post-Brazilian biotite granite intrusions. The presence of these occurrences on the domain of the SQMA has great significance in geological and metallogenetic studies, since they may have developed in an extensional environment, similar to the Jurassic-Cretaceous deposits of the Chilean and Peruvian iron belts linked to continental-margin, subduction-related magmatic-hydrothermal processes (Treloar and Coller, 1996; Hawkes et al., 2002).

This paper documents the geological, mineralogical and mineral chemistry features related to five IOA occurrences of the SQMA, and it suggests that the origin of these occurrences is likely the result of several ore-forming episodes, ranging from magmatic to hydrothermal (Figura 14).

Figura 14 - Simplified geological map of the northern part of Borborema Province with the location of several mineral systems, including the IOA occurrences in the western sector of the Santa Quitéria magmatic arc.



Fonte: Modified from Fetter et al. (2003).

## 5.2 Regional setting

The region of the investigated IOA deposits lies in the middle of supracrustal rocks in the western border of the Neoproterozoic Santa Quitéria magmatic arc (SQMA), a lithotectonic unit located in the northern domain of Borborema Province, northeast Brazil (Fetter et al., 2003). The SQMA consists of an igneous-anatectic complex formed mainly by migmatites (diatexites and metatexites) and granitic rocks with ages between 880 and 460 Ma. The oldest granite rocks (880-800Ma) would be represents of a juvenile arc magmatism; granites aged between 660 and 630 Ma, would represent the hybrid mantle-crustal magmatic rocks, early-collision granites, representative of a mature arc (Ganade de Araujo 2014); granites aged between 620 and 600Ma would be the syn-collisional granites or Al-rich anatectic



granites, intruded during tectonic thrusting, with the same age as the Brasiliano metamorphism (ca. 620 and 600 Ma) (Arthaud et al., 2015); granites aged between 590 and 560 Ma are the late-orogenic granites associated to syn-strike-slip phase (Nogueira, 2004, Santos et al., 2008) and the younger granites (< 550 Ma) would be the post-orogenic granites (Fetter, 1999; Archanjo et al., 2009) Teixeira, 2005; Castro et al., 2012), including the biotite granite dated in this work. Megaenclaves of calc-silicates, marble and amphibolites are common features in this complex (Fetter et al., 2003; Castro, 2004; Arthaud et al., 2008; Costa et al., 2013; Ganade de Araújo et al., 2014). Intermediate metavolcanic rocks (meta-andesites) intercalated with the metasedimentary rocks, as well as skarn deposits of Fe ± Cu, are also present in these arcs, indicating that their lithological association is more diversified and has with a great metallogenetic potential (Parente et al., 2015). The SQMA has a sinuous shape and extends for 220 km towards the NNE-SSW. On both sides, it is bordered by a metasedimentary sequence (quartzite-pelite-carbonate) with intercalations of metabasic rocks which are attributed to the Ceará Complex. This complex is interpreted to have been deposited in a passive continental margin environment around 770 Ma, later evolved to active margin environment during the Neoproterozoic (Brazilian Orogeny), whose regional metamorphism attained its climax at 630–600 Ma, (Arthaud, 2007). The rocks adjacent to the arc are marked by metamorphic associations of the high amphibolite to eclogite facies, where the high-grade metamorphic facies are localized next to both borders of the magmatic arc (Garcia and Arthaud, 2004; Castro, 2004; Santos et al., 2008; Amaral, 2010). Based on magnetotelluric data, Padilha et al. (2014) confirmed the double convergence subduction indications, in agreement with the petrological data of retroeclogites and high-pressure granulites on both sides of the arc (e.g., Castro, 2004; Garcia and Arthaud, 2004; Santos et al., 2008; Amaral, 2010). Padilha et al. (2017) described important magnetotelluric anomalies at the boundary of the Parnaíba Basin with the Precambrian terrains of the Ceará Central Domain (DCC), the site of the main iron occurrences studied in this work, and interpreted the boundary as a possible suture zone.

### **5.3 Materials and methods**

IOA occurrences in the western border of the SQMA were first delimited in the field on the basis of remote sensing image analysis combined with magnetometry and gamma spectrometry, during the geological mapping of an area of ca. 300 km<sup>2</sup> between the cities of Ipaporanga and Ararendá. Several mineralized bodies were identified, and five of them were

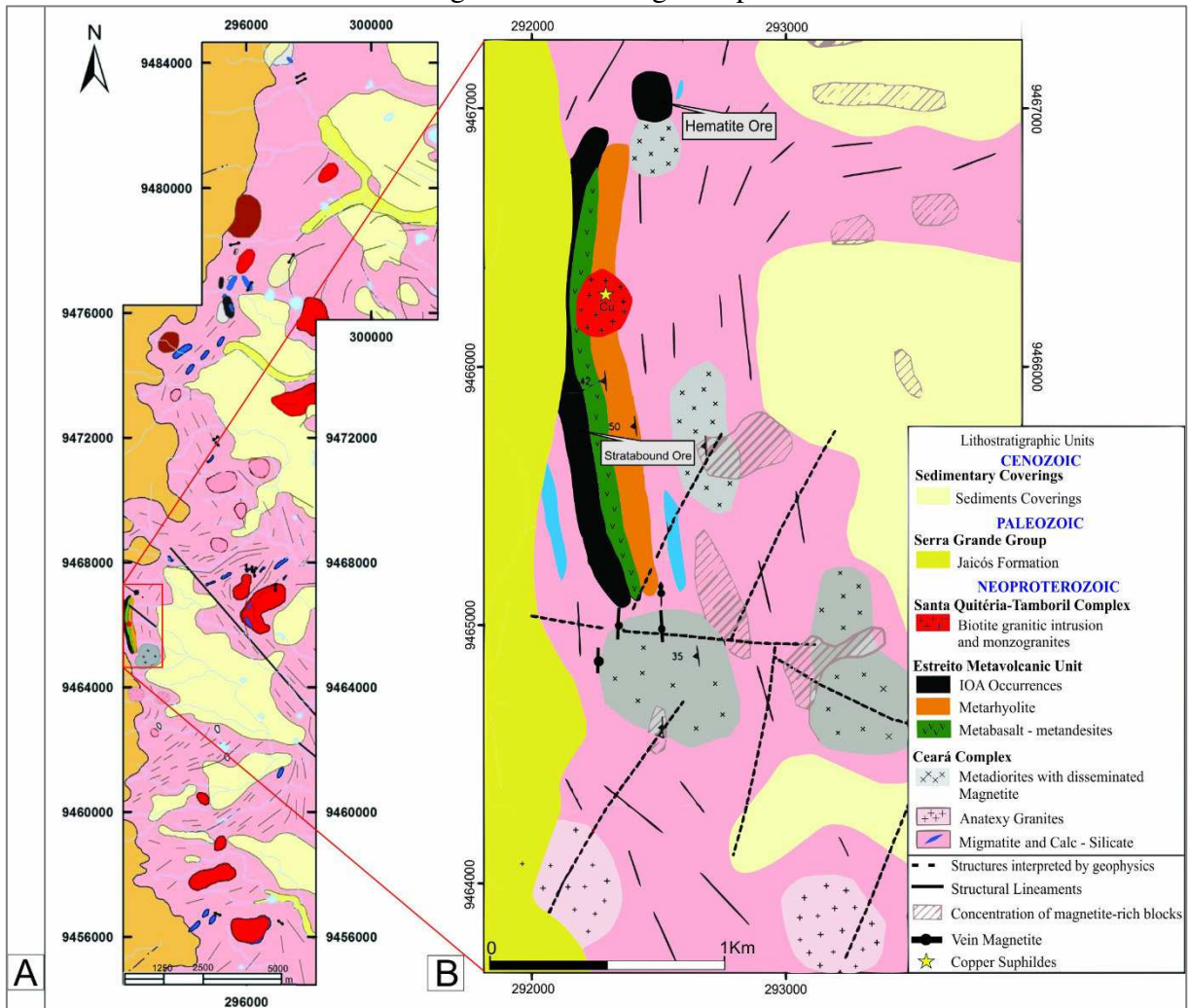
chosen for the study in this work. In this study, petrography was performed on 120 thin sections and 23 polished sections, from which 20 samples were selected for electron probe microanalysis of silicates, iron oxides and apatite. Most of the analyses were performed on the core and rim of the iron oxides and apatite, resulting, respectively, in 76 and 98 reading points. These microanalyses were performed with a JEOL JXA-8230 Electron Probe Microanalyzer (EPMA) at the Institute of Geosciences, Brasília University (IG/UnB). The chemical analyses were obtained using an accelerating voltage of 15 kV, a beam current of 15 nA and a counting time of 10 s; the counting time for backgrounds was always half of the counting time used on the peaks. The X-ray  $K\alpha$ -lines were used for Na, Mg, F, Al, Si, Ca, K, Cl, P, Mn, Ni, Fe, Cr, V and Ti; the  $L\alpha$ -lines were used for Sr and Ba. The synthetic standards were strontium sulfate (Sr), manganese and titanium oxide (Mn and Ti), nickel oxide (Ni), chrome oxide (Cr) and barite (Ba). The following detection limits were obtained (in wt.%): 0.004 for Na, 0.005 for Mg, 0.011 for F, 0.005 for Al, 0.006 for Si, 0.006 for Ca, 0.005 for K, 0.004 for Cl, 0.007 for P, 0.012 for Sr, 0.016 for Mn, 0.012 for Ni, 0.011 for Fe, 0.009 for Cr, 0.008 for V, 0.010 for Ti, and 0.018 for Ba. U-Pb zircon ages by LA-ICP-MS were obtained in metarhyolite of the Estreito Unit and in intrusive biotite granite that crosscut this unit. The analysis were realized at Isotope Geology Laboratory of Institute of Geosciences (University of Campinas, São Paulo) using a Photon Machines Excite 193 nm, equipped with a two-volume HelEx ablation cell, coupled with an ICP-MS Thermo Fisher Element XR, following the analytical procedures of Navarro et al. (2015). The laser was pulsed at 10 Hz for 40 s, and fluence commensurate with an approximate pit for the 25  $\mu\text{m}$  diameter spot size analyses. The 91500 zircon (Wiedenbeck et al., 1995) was used as a primary reference material and Peixe zircon (Navarro et al., 2017) was used as quality control reference material. U-Pb data were reduced using Iolite v2.5 Software followed the method described by Paton et al. (2010), which involves subtraction of gas blank followed by downhole fractionation correction comparing with the behavior of the 91500 reference zircon (Wiedenbeck et al., 1995).

#### **5.4 Geological setting of the investigated IOA occurrences**

The main Precambrian lithologic associations of the western boundary SQAM, host or not of the mineralized bodies, are outcrops in the form of blocks and boulders exposed in erosive windows near cliffs and bottoms of valleys formed by the retreat of the Parnaíba Basin sedimentary coverage. Despite the lack of outcrops, the following units are defined, from

bottom to top in the area of the IOA occurrences: Ceará Complex, Estreito Unit, late to post-Brazilian granites, Serra Grande Group and Cenozoic cover deposits (Figura 15).

Figura 15 – Geologic map.



Fonte: Alterado de Silva (2016). a) Geological map of the western sector of the Santa Quitéria magmatic arc displaying the location of the IOA occurrence area investigated in this study. b) Detailed geological map of the inserted area in A with the location of the main IOA and copper.

#### 5.4.1 Ceará Complex

*Unit* of regional expression within the Ceará state and comprises a sequence of amphibolite to eclogite facies sedimentary rocks represented by pelitic gneisses, migmatites, quartzites, marbles, amphibolites and calc-silicates, (Cavalcante et al., 2003; Arthaud, 2007; Arthaud et al., 2015). Subordinate felsic metavolcanics intercalated within this metasedimentary unit presented U-Pb zircon ages of  $749 \pm 5$  Ma (Arthaud et al., 2015) and 772

$\pm 31$  Ma (Fetter et al., 2003). In the area of the IOA occurrences, this unit is mainly represented by paragneisses, locally migmatized (metatexite/diatexite), marble, and calc-silicate rocks (Fig. 16 a,b). The paragneisses generally appear as loose blocks, and in rare outcrops they exhibit foliation striking N-S and dipping,  $35^\circ$  to W. These rocks are fine to medium grained and display compositional/metamorphic banding, with biotite and garnet porphyroblasts, alternating with plagioclase and K-feldspar. The calc-silicates are dark green, medium to coarse-grained rocks, and present often a penetrative tectono-metamorphic foliation and karst features. They are composed of quartz, plagioclase, hornblende, diopside, scapolite and K-feldspar (Fig. 16a).

#### ***5.4.2 Estreito Unit***

Composed of metavolcanics and hydrothermally altered metadiorites that crosscut the Ceará Complex lithotypes. The metavolcanics, the main host rocks of the stratabound IOA mineralization, are bimodal and represented by metabasalts or metabasalt-andesite and metarhyolites, with irregular or interdigitated contacts suggestive of magma mingling (Fig. 16 b,c). This metarhyolite also contains magnetite globules rounded of sizes around 5mm that indicate contemporaneity between both. Geochronological data obtained in this metarhyolite yielded a U-Pb zircon age of  $554 \pm 6$  Ma, which indirectly indicates the age of stratabound mineralization. These host metavolcanics are cut by biotite granite, where they are engulfed in the shape of angular to ovoid xenoliths of various sizes. The metabasites are composed of a modified mineral assemblage, represented by plagioclase, chloritized amphibole and biotite, and later formed K-feldspar, resulting from potassic alteration. Titanite, ilmenite, magnetite, epidote and apatite appear as accessories. The metarhyolite are porphyritic, with quartz and K-feldspar phenocrysts in a medium to fine grained microcrystalline matrix of quartz, plagioclase and alkali feldspar. The volcanic set presents features of a ductile-brittle deformed banded structure, a foliation trace oriented in the direction  $355^\circ\text{Az}/40^\circ\text{W}$ , and intrafolial folds oriented along the same direction. The metadiorites occur in the form of blocks, boulders and slabs in the center-west portion of the area and are the main host rocks of the disseminated and vein IOA mineralization. They are composed of plagioclase, clinopyroxene, amphibole, biotite, magnetite, and quartz. These rocks are commonly affected by albitization, and chloritization alteration (Fig. 16d)

#### ***5.4.3 Late to post-Brazilian granites***

Occur in the form of stocks, dikes, and apophyses. They cut the host rocks and the stratabound mineralization, abruptly and irregularly (Fig. 16 e,f). This granite yielded a U-Pb zircon age of  $548 \pm 4$  Ma . They range from gray to pink biotite granite and are slightly deformed. At the contact zone, they are generally hydrothermally altered, marked by microclinization of plagioclase, neoformation of biotite and K-feldspar that exceeds 1 cm in length and by formation of sulfides. The sulfides are represented by chalcopyrite and bornite that are disseminated locally in the stratabound mineralization. In general, the less altered granites are composed of quartz, feldspar, plagioclase, biotite, and muscovite. Epidote, zircon, titanite, and apatite occur as secondary minerals and accessories.

#### ***5.4.4 The Serra Grande Group***

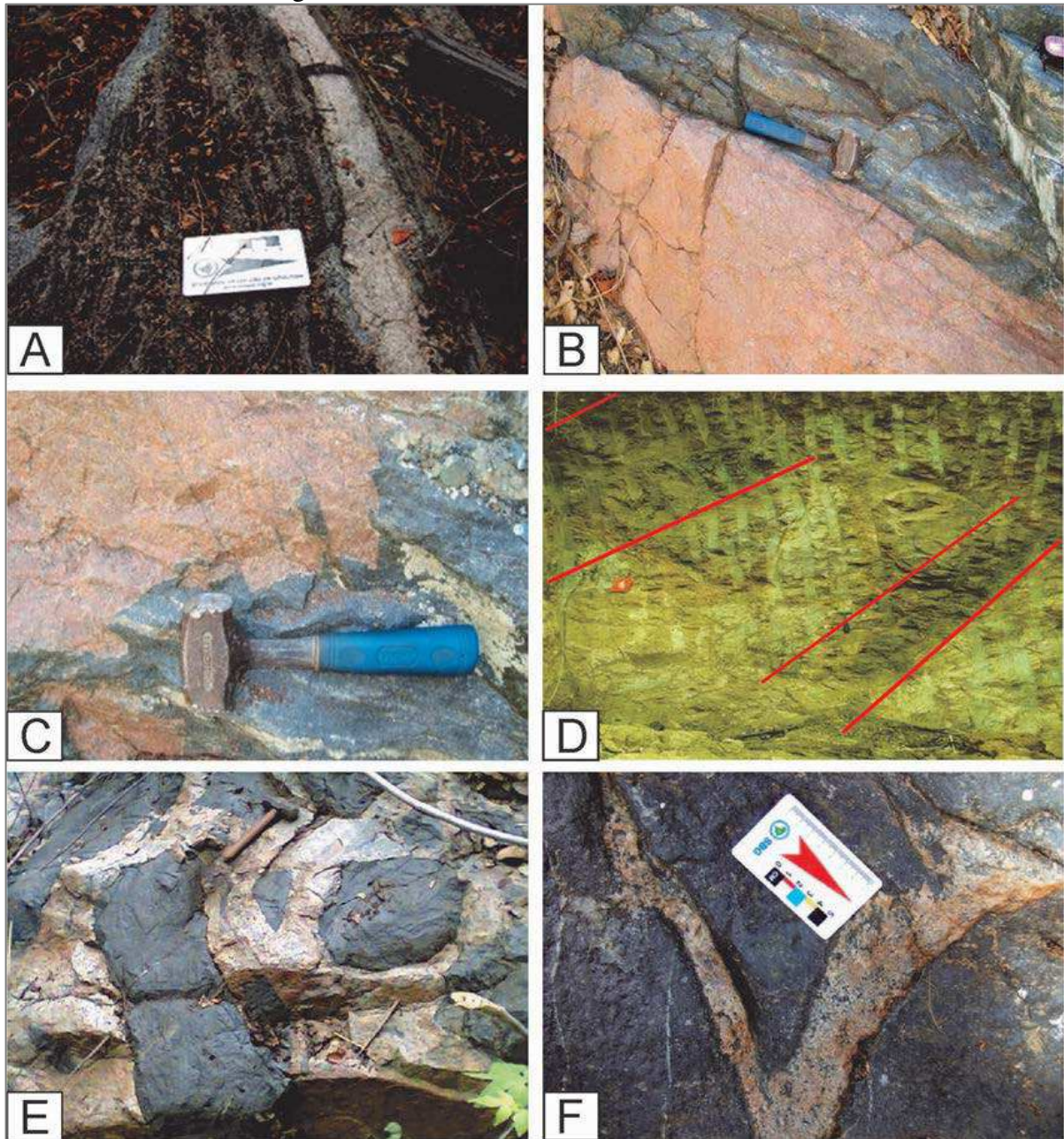
Corresponds to the basal unit of the Eopaleozoic Parnaíba Basin and unconformably overlays all lithostratigraphic units mentioned above. It is located in the western portion of the studied area and it consists of beige to yellow colored conglomeratic sandstones. This overlying clastic sedimentary unity may have contributed to the preservation of the sulfide mineralization from oxidation and weathering after its formation.

#### ***5.4.5 Cenozoic units***

Are characterized by alluvial and colluvial deposits and partially cover the mineralized regions.



Figura 16 - Host rocks of the IOA occurrences.



Fonte: Author. a) Calc-silicate rocks displaying tectono-metamorphic foliation defined by karstic features ; b) Contact of mafic metavolcanics with metarhyolite; both are strongly deformed. c) Cuspate contact between mafic metavolcanics and metarhyolites that indicates the coexistence of the felsic and mafic magmas. d) Partially hydrothermally altered metadiorite with magnetite veins , highlighted by the dashed lines. e) Contact of the post-tectonic granite with the stratabound Fe-P mineralization. Note dikes and/or apophyses cutting and embedding this mineralization. f) Irregular granite dike crosscutting the stratabound Fe-P mineralization with the development of neofomed biotite at the interface.

### 5.5 Iron oxide-apatite occurrences

Five types of Fe-P occurrences have been described in the SQMA. In order of decreasing abundance, they are as follows: (i) banded stratabound magnetite-apatite; (ii)

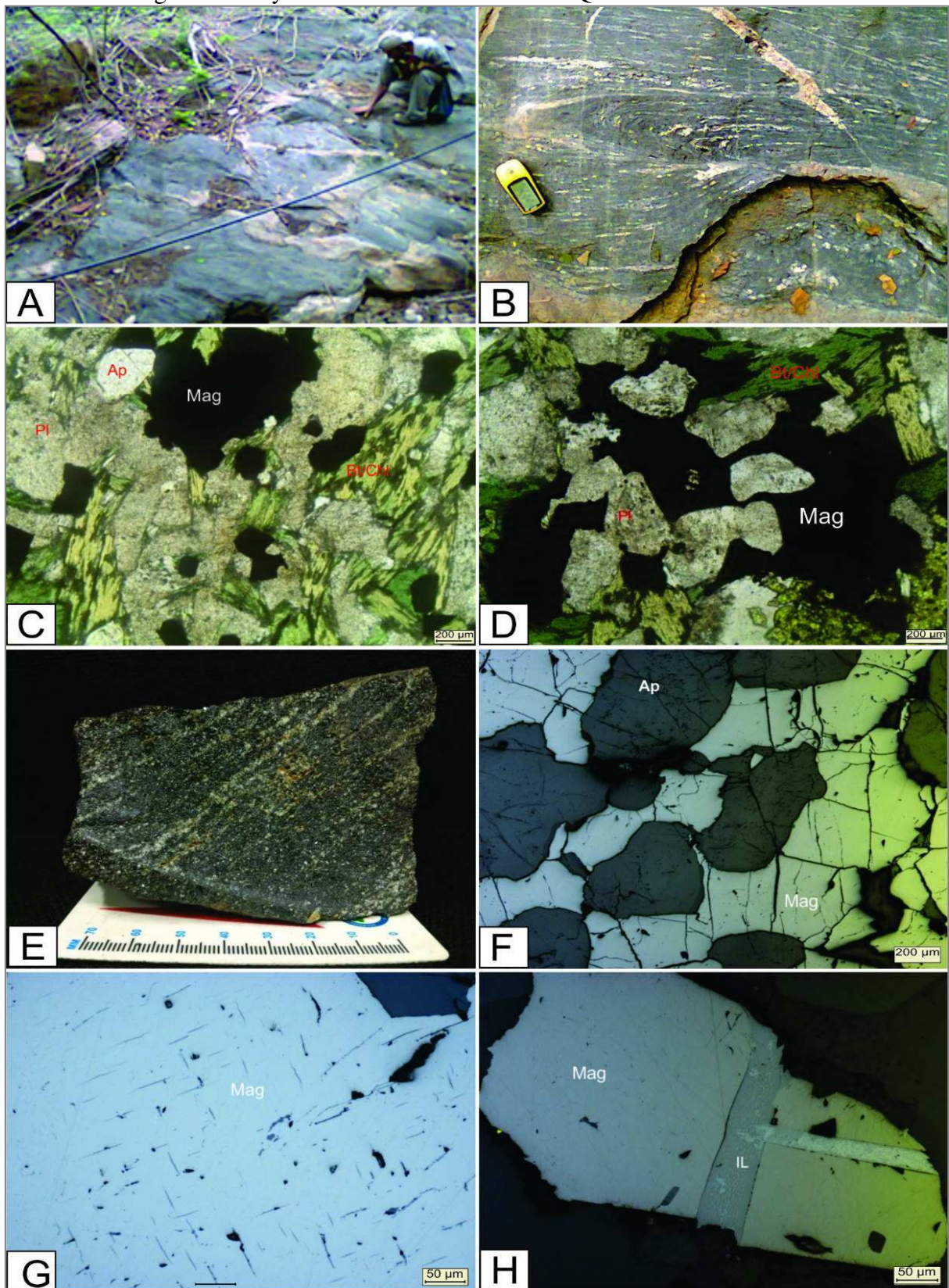
massive magnetite-(specular hematite)-apatite; (iii) disseminated and vein magnetite-apatite; (iv) massive hematite bodies; and (v) a magnetite-garnet type. Table 1 synthesizes the main petrographic features of the mineralizations.

#### ***5.5.1 Banded stratabound magnetite-apatite***

This type of occurrence follows the contact of the metavolcanics, where have been subjected to deformation and hydrothermal alteration (Figura 17a, b). The stratabound mineralization presents textural and compositional variations, going from fine-grained (< 1 mm) disseminated magnetite ( $\leq 15\%$  magnetite), (Figura 17c, d) close to contact with the metarhyolites to coarse-grained (2 to 3 mm) magnetite in the far zone. The latter is richer in magnetite (50-70%) (Figura. 17e, f) which typically contain ilmenite oxy-exsolution (Fig. 4G, H). Apatite ( $\leq 4\%$ ), monazite and subordinate copper sulfides ( $\sim 1\%$ ) are accessories. Apatite crystals are coarse-grained and exhibit subhedral to oval forms as well as recrystallization around its rims, given by the neoformation polygonal grains with angles of  $120^\circ$  (Figura 18a, b). Monazite crystals are fine-grained and anhedral and occur at apatite grain edges and in cracks within apatites (Figura 18b).



Figura 17 - Styles of mineralization of the SQMA Fe-P occurrences.



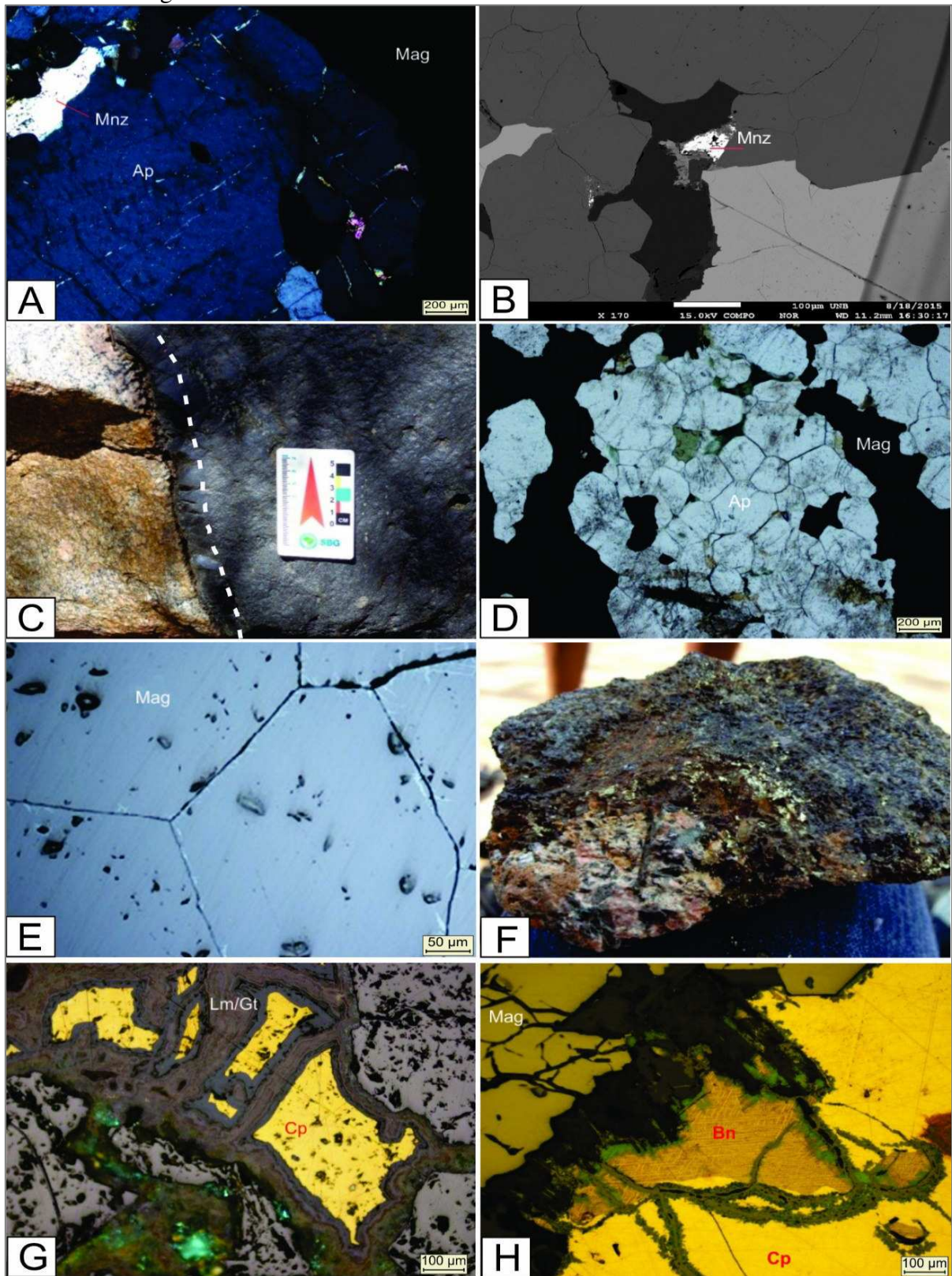
Fonte: Author. A. Stratabound Fe-P mineralization cut by dikes and/or apophyses of granitic rocks. B. Stratabound Fe-P mineralization exhibiting features of deformation post-mineralization as intrafolial folds and small biotite granite dyke. C. Photomicrograph of metabasalt-andesite (transmitted light PPL) showing amphibole, chloritized biotite and turbid plagioclase containing magnetite and disseminated apatite. D. Photomicrography of metabasalt-andesite (transmitted light PPL) showing a higher concentration of magnetite with early plagioclase enveloped by



later magnetite. E. Medium-granulated stratabound ore with slightly banded structure post-mineralization. F. Photomicrograph (reflected light, PPL) showing the detail of a microband marked by the alternation of magnetite and apatite. G. Photomicrograph (reflected light, PPL) displaying trellis-type ilmenite lamellae in magnetite. H. Photomicrograph (reflected light, PPL) with sandwich intergrowth of ilmenite lamellae in magnetite. Note that the ilmenite exsolution is oxidizing to hematite, suggesting a later stage of interaction with a strongly oxidizing solution. Abbreviations: Ap-apatite; Mag-magnetite; Bt/Chl-chloritized biotite; Pl-plagioclase; Il-ilmenite.

The stratabound magnetite-apatite mineralization is cut by a post-Brazilian biotite granite. At the contact zone, granite dikes and apophyses contain massive ovoid to angular xenoliths of the stratabound mineralization (Figura 18c). Magnetite and apatite are metamorphosed marked by a granoblastic polygonal texture, related to contact metamorphism (Figura 18d). Neoformed biotite of up to 1.5 cm and copper sulfides are also common (Figura 18f). The sulfide concentration is low and includes chalcopyrite (~ 3%), bornite (~ 1%), partly altered limonite and/or goethite (~ 5%), as well as copper carbonate (~ 1%) (Figura 5g). Chalcopyrite grains dominantly occupy the interstices of the magnetite grains and exhibit sizes varying from 0.5 up to 1 mm. Bornite is rare and occurs as inclusions in chalcopyrite with or without lamellae of chalcopyrite exsolution (Figura 18h).

Figura 18 - Photomicrograph the stratabound magnetite-apatite mineralization is cut by a post-Brazilian biotite granite.



Fonte: Elaborado pelo autor. A. Photomicrograph (transmitted light, PPL) showing an apatite crystal with recrystallization along its rim marked by small polygonal grains. B. SEM-EDS image of monazite in microfractures in apatites. C. Sharp contact of the biotite granite with the stratabound Fe-P mineralization. D. Photomicrograph (transmitted light, PPL) of apatite aggregates with polygonal granoblastic texture in association

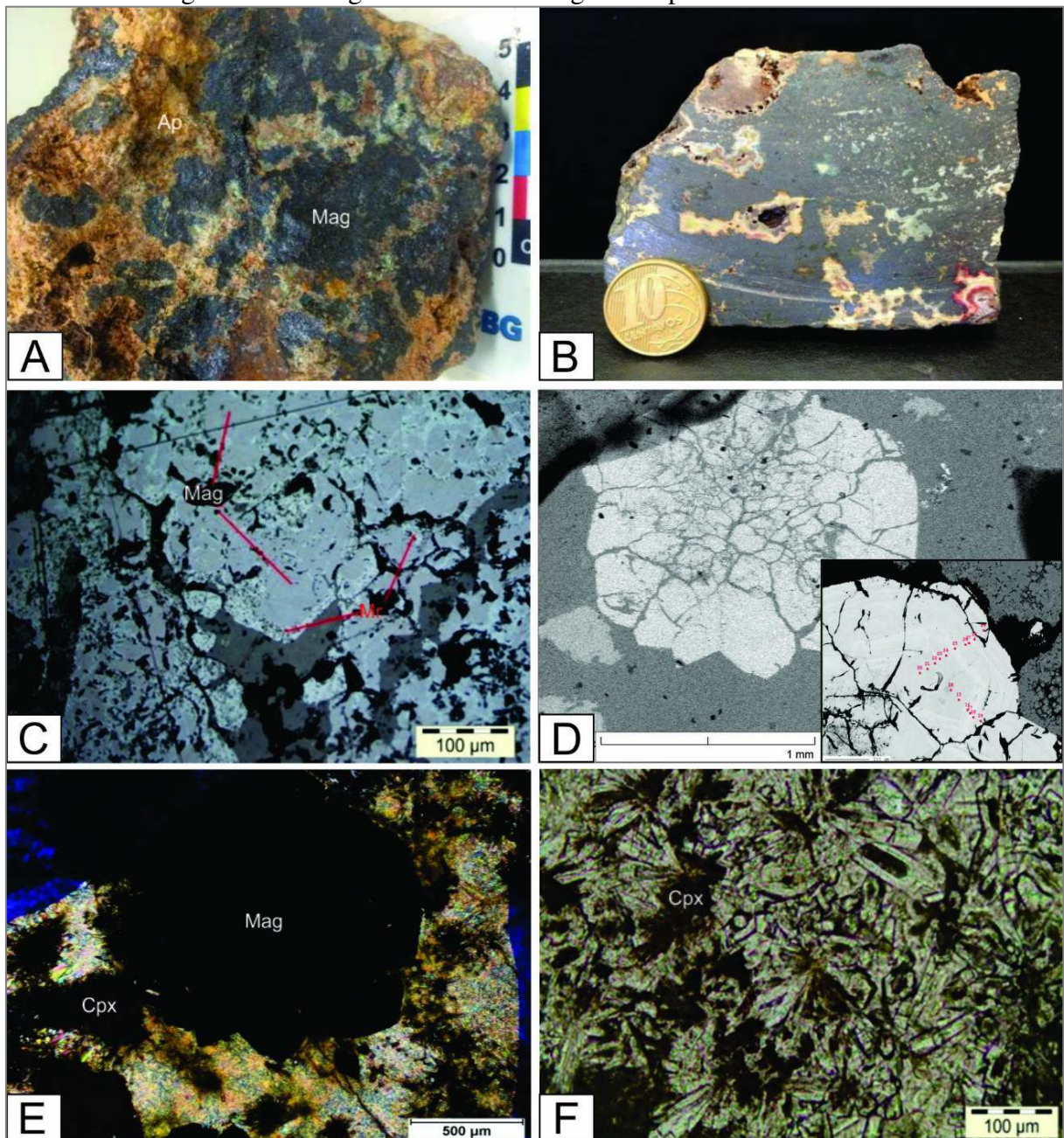
with magnetite, as a result of contact metamorphism. E. Photomicrograph (reflected light) showing a detail of polygonal texture in magnetite aggregates in the contact zone. F. Biotite granite (pink color) in sharp contact with the stratabound Fe-P mineralization. Note the contact is marked by the neof ormation of the biotite of up to 1,5 cm and concentrations of copper sulfides. G. Photomicrograph (reflected light, PPL) of the Fe-P mineralization exhibiting anhedral chalcopyrite crystals occupying the interstices of the magnetite grains, being partially replaced by goethite/limonite and malachite. H. Photomicrograph (reflected light, PPL) with an anhedral crystal of bornite included in chalcopyrite, both with irregular microfractures filled with chalcocite. Note also tiny chalcopyrite exsolution in the bornite. Abbreviations: Ap-apatite; Mag-magnetite; Mnz-monazite; Cp-chalcopyrite; Bn-bornite; Lm/Gt-limonite/goethite.

### ***5.5.2 Fine-grained massive magnetite-(specular hematite)-apatite***

This occurrence type in block style is mainly hosted by paragneiss and calc-silicate rocks (Fig. 6A), and commonly shows cavities that resemble vesicles formed by the escape of volatiles, a primary feature of volcanic rocks (Figura 19b). It consists essentially of magnetite (~ 60%), apatite ( $\leq 30\%$ ) and accessory clinopyroxene. Magnetite is disseminated in aggregates (Figura 19c) varying between 50  $\mu\text{m}$  and 1 mm in size. Some magnetite crystals have globule shape with texture variations by anhedral microcrystals in the center passing to subhedral aggregates at the edges (Figura 19d, e). The apatite is euhedral to subhedral with elongated hexagonal shapes and well-defined faces, some of which contain clinopyroxene inclusions (Figura 19f). Clinopyroxene is a subordinate phase that occurs in two generations: the first as subhedral crystals, pseudomorphosed by iron hydroxide (Figura 19e), and the second is represented by aegirine in radial or non-prismatic aggregates occupying part of the matrix. Part of this occurrence also contain specular hematite up to 1 cm among matrix composed of actinolite, epidote, quartz, and apatite (Figura 19a). In these blocks, subhedral magnetite is strongly oxidized, sometimes zoned rimmed by apatite grow zones from a Fe-P rich liquid or hydrothermal fluid (Figura 19b). The specular hematite crosscuts all other mineral phases of the matrix (Figura 19c,d). Apatite also occurs in subhedral, hexagonal crystals dispersed throughout the matrix.



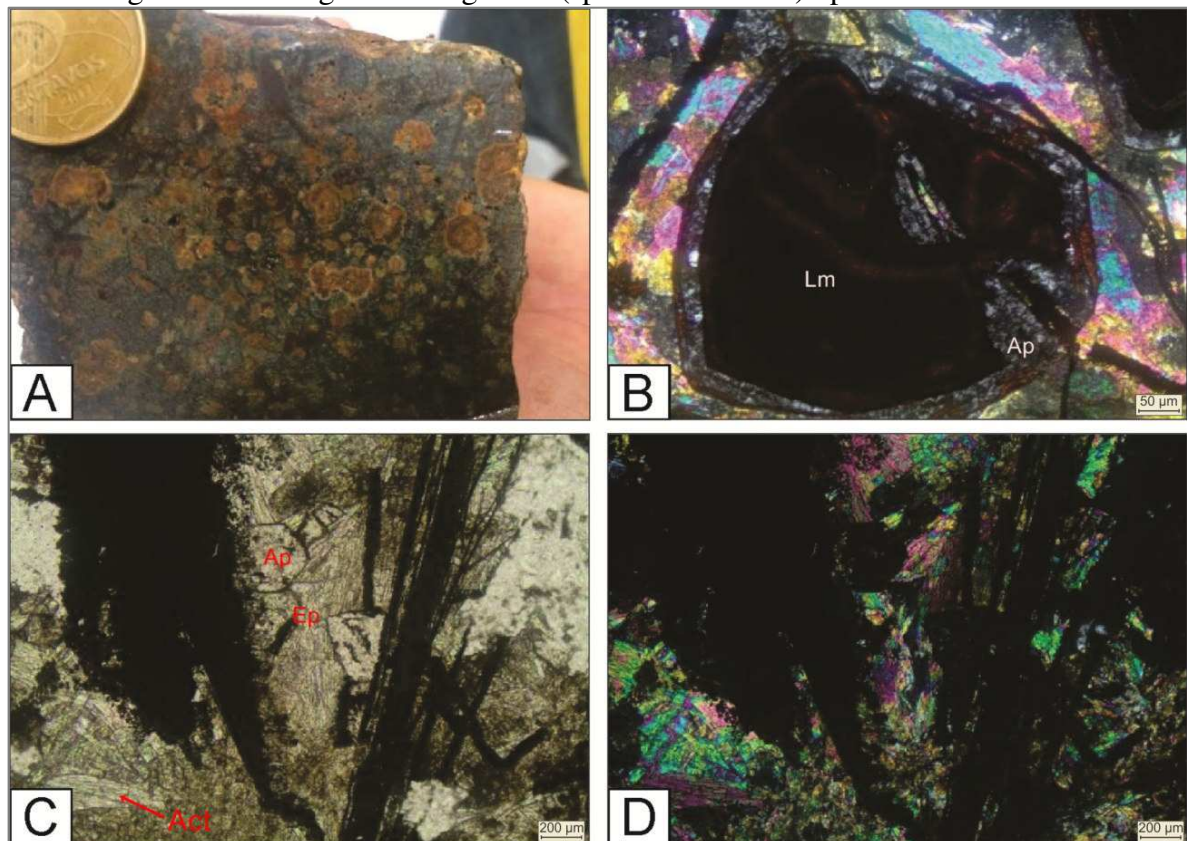
Figura 19 - Fine-grained massive magnetite-apatite mineralization.



Fonte: Author (2019). A. Magnetite sample with irregular portions of apatite (brown) and irregular aggregates of clinopyroxene (blue-green). B. Magnetite sample with volatile escape vesicles, which may indicate volcanic activity. C. Photomicrograph (reflected light, PPL) displaying aggregates of microcrystalline magnetite crystals with partially martitized edges. D. SEM-EDS image of magnetite in globules with textural zoning. Note anhedral microcrystals in the center and subhedral aggregates, sometimes zoned, on the edges that is highlighted in detail in the lower corner. E. Photomicrograph (transmitted light, PPL) with magnetite globules in a matrix composed of fiber-radial aegirine. Note some brownish (oxidized) subhedral crystals in the middle of the matrix, probably augite, which are bordered by fiber-radial crystals of aegirine. F. Photomicrograph (transmitted light, PPL) showing aggregates of euhedral, microcrystalline apatite crystals, some of which have clinopyroxene inclusions. Abbreviations: Ap-apatite; Mag-magnetite; Cpx-clinopyroxene.



Figura 20 - Fine-grained magnetite-(specular hematite)-apatite mineralization



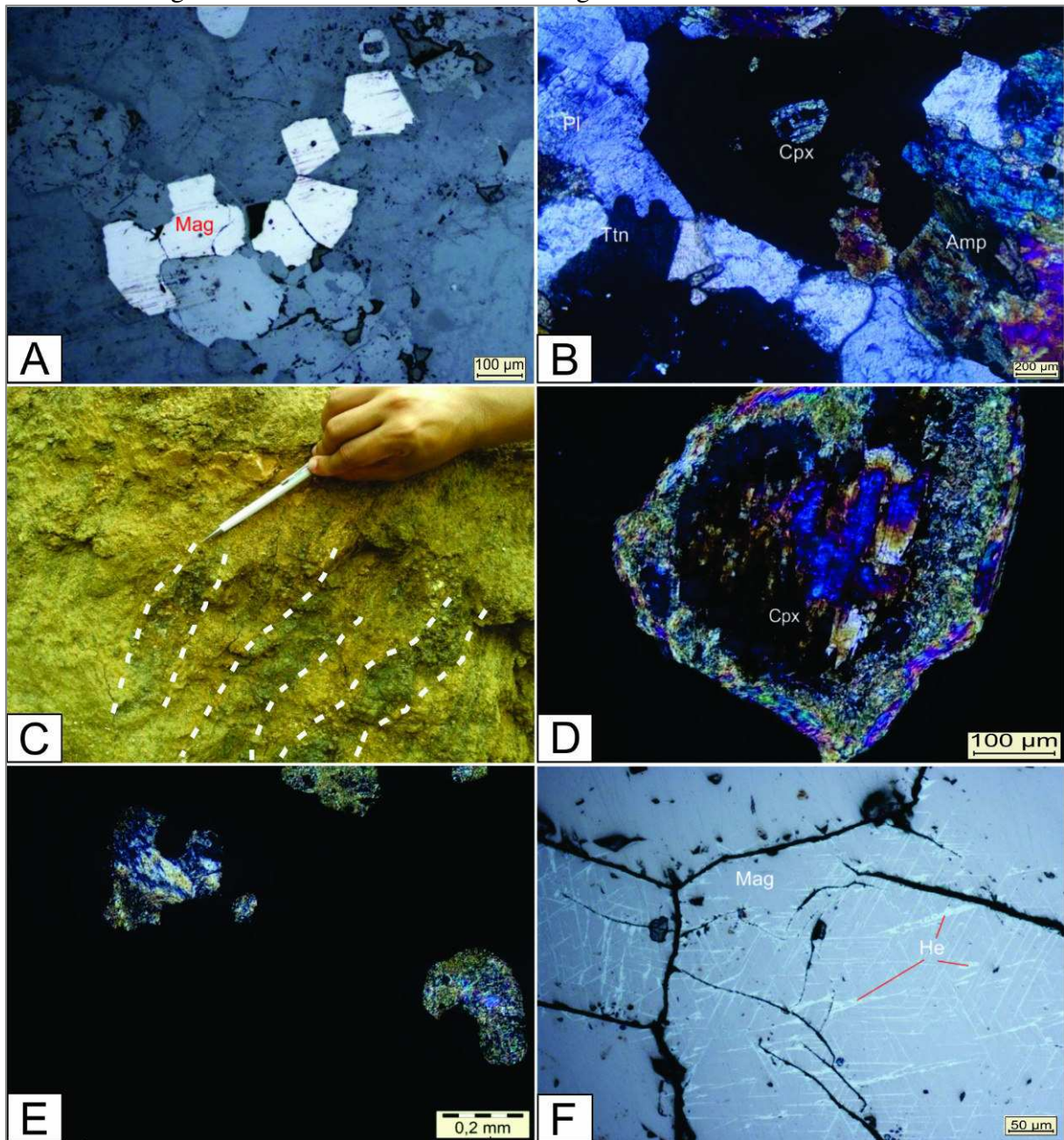
Fonte: Author (2019). A. Sample with subhedral iron oxide altering to limonite, specular hematite in a matrix with ferromagnesian silicates and disseminated apatite. B. Photomicrographs (transmitted light, PPL) with limonitized iron oxide, including apatite, surrounded by an apatite ring, followed by a tiny ring of iron oxide in the middle of the matrix with epidote and actinolite. C and D. Photomicrograph (transmitted light, PPL and cross-polarized transmitted light, XPL) with specular hematite crystals truncating subhedral crystals of apatite, epidote, and actinolite. Abbreviations: Ap-apatite; Mag-magnetite; Lm-limonite; Ep-epidote; Act-actinolite.

### 5.5.3 Disseminated and vein magnetite in albitized metadiorite

In these occurrence types, the disseminated magnetite (5-20%) occurs locally as aggregates with an annealing texture (Figura 21 a), in matrix composed albitized plagioclase and clinopyroxene. The pyroxene crystals are rare and present a carie texture, marked by substitution by magnetite and albitized plagioclase (Figura 21 b). The veins of magnetite occur isolated or in sets that fill N-S-striking en echelon fractures with a thickness in the range of 10 cm up to 3 m (Figura 8c). They are composed of magnetite (~ 80%), with relicts of clinopyroxene in a carie texture, replaced partially by iron amphibole (~ 4%) (Figura 8d,e). In these veins, the magnetite crystals have a polygonal granular texture and are partially martitized (Figura 8f). Epidote, chlorite, and albite also, occurs as secondary minerals throughout the metadioritic rock. The textural relationship between clinopyroxene and magnetite suggests that

the replacement of clinopyroxene by magnetite occurred in a late-magmatic stage, linked to high-temperature magmatic fluids.

Figura 21 - Disseminated and vein magnetite in albitized metadiorite



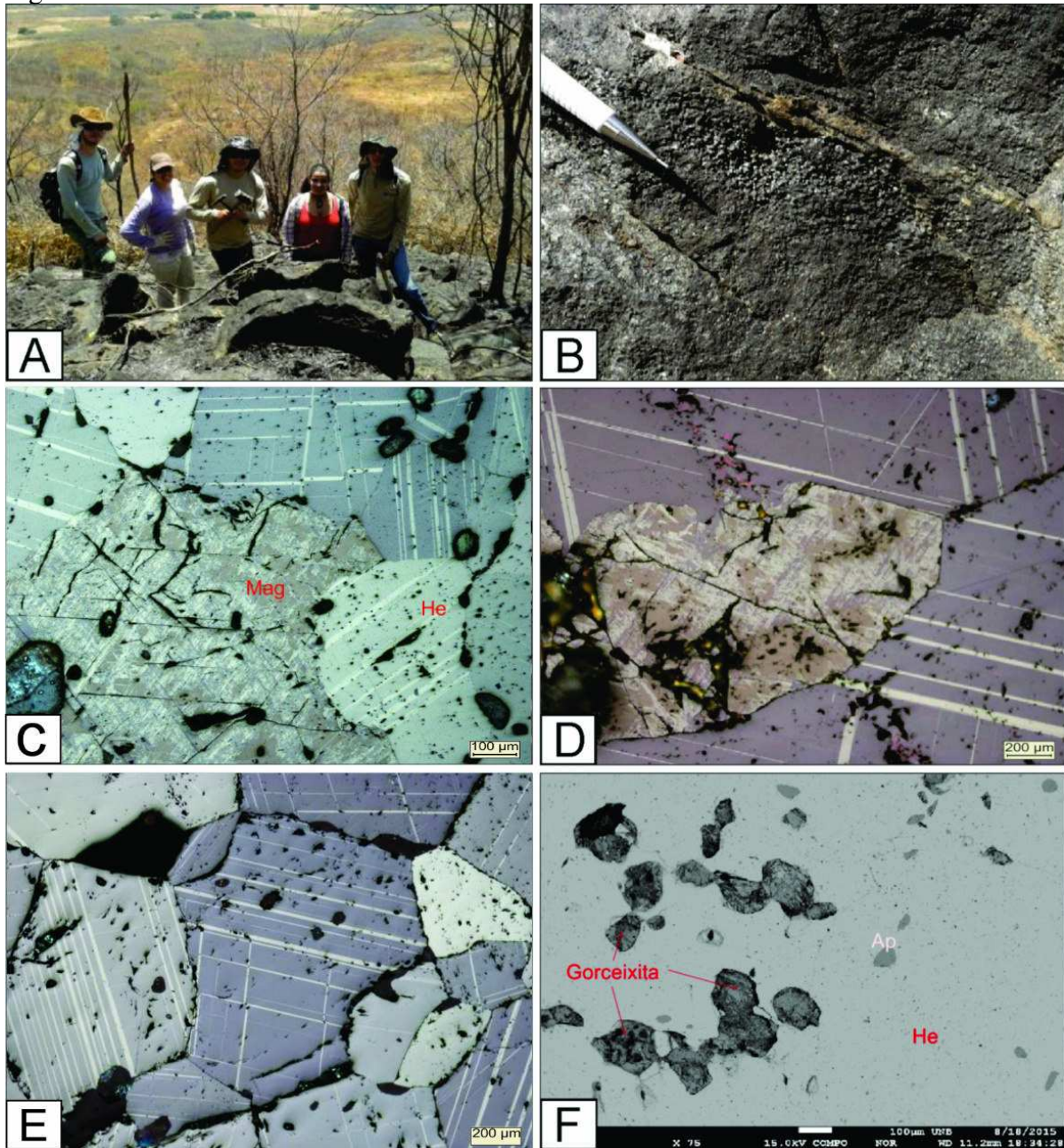
A. Photomicrograph (reflected light, PPL) displaying disseminated magnetite with an annealed magnetite texture. B. Photomicrograph (cross-polarized transmitted light, XPL) showing the caries texture given by the replacement of pyroxene by magnetite. C. Small en échelon veins of magnetite; D. Photomicrograph (cross-polarized transmitted light, XPL) showing clinopyroxene crystal changed to iron amphibole, both partly replaced by magnetite. E. Photomicrographs (cross-polarized transmitted light, XPL) displaying the cusp and caries texture between magnetite and the pseudomorph of pyroxene. F. Photomicrograph (reflected light, PPL) showing magnetite crystals with polygonal texture and partially martitized. Abbreviations: Ap-apatite; Mag-magnetite; He-hematite; Cpx-clinopyroxene; Pl-plagioclase; Ttn-titanite; Amp-amphibole.

#### ***5.5.4 Massive Hematite***

This occurrence type generally forms topographic highs in the region where it occupies an area of 18,000 m<sup>2</sup> (Fig. 9A). It consists predominantly of rhombohedral hematite (~ 95%), with a polygonal granular texture, with magnetite (~2%), apatite and gorceixite (BaAl<sub>3</sub> (PO<sub>4</sub>) (PO<sub>3</sub>OH) (OH)<sub>6</sub>) as accessories. Quartz veins associated with hematite are locally found (Figura 22b). Magnetite occurs as megacrystals marked by irregular microfractures, with sharp and/or lobed contacts with twinned or rhombohedral hematite, suggestive of disequilibrium or a substitution texture (Figura 22 c,d). Hematite is subhedral to euhedral, sized between 0.5 and 3 mm and often contains presents polysynthetic twinning. It exhibits a polygonal granular texture, marked by triple junctions with 120° interfacial (or dihedral) angles (Figura 22e). The accessory minerals, apatite and gorceixite, present euhedral and anhedral forms, respectively, with the latter indicated to be the result of apatite alteration (Figura 22f).



Figura 22 - Massive hematite mineralization.



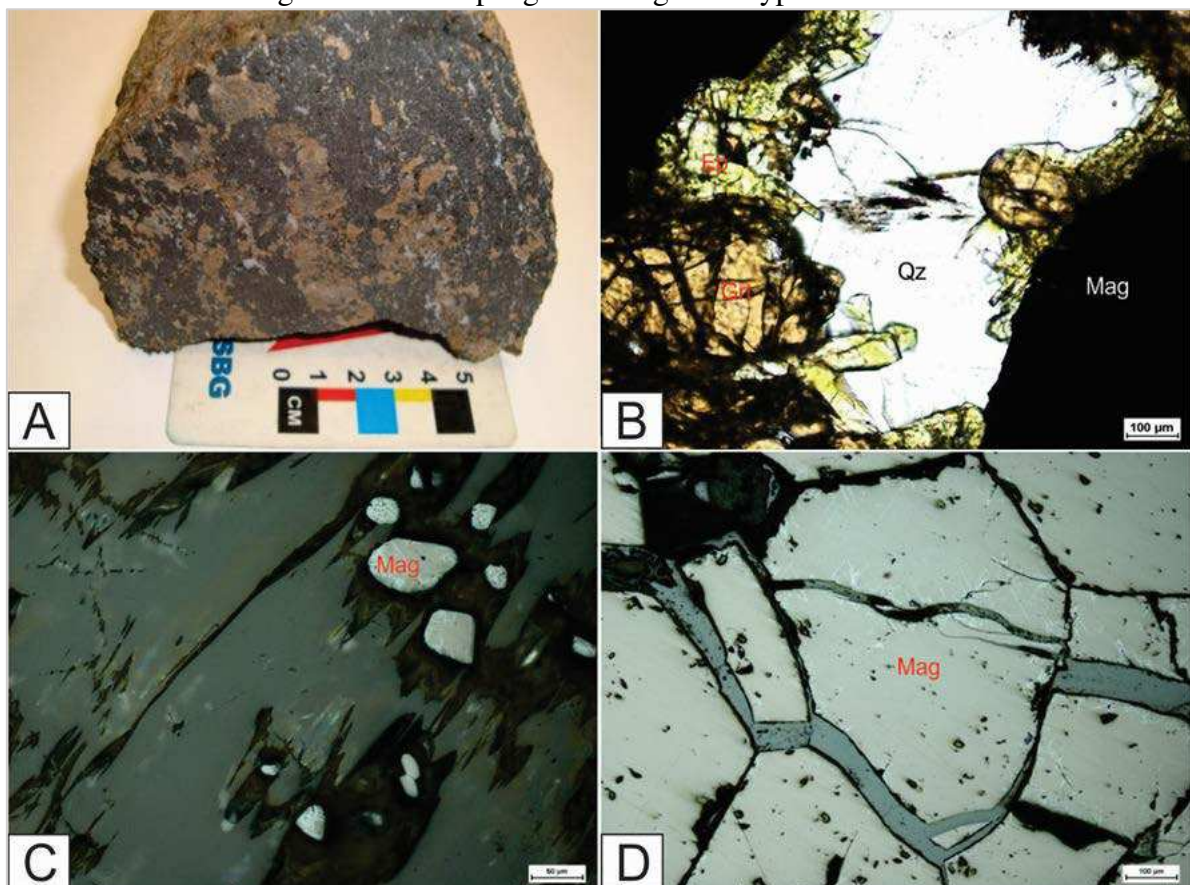
Fonte: Author (2019). A. View of the hill composed of blocks and boulders of the hematite ore. B. Hematite boulders with quartz veins. Note alongside the quartz veins, the strip with clusters of euhedral hematite probably replacing magnetite. C and D. Photomicrograph (cross-polarized reflected light, XPL) with magnetite megacrystals surrounded by hematite. Note that the magnetite is microfractured and martitized and its fractures do not propagate through the hematite. E. Photomicrograph (cross-polarized reflected light, XPL) with twinned hematite exhibiting polygonal texture. F. Photomicrograph (reflected light, PPL) showing disseminated goethite and apatite crystals in hematite mineralization. Abbreviations: Ap-apatite; Mag-magnetite; He-hematite.



### 5.5.5 Magnetite-garnet

Magnetite-garnet contains magnetite (40%) and garnet (35%), with subordinate clinopyroxene, quartz, amphibole, epidote and chlorite, where the latter three are attributed to a retrograde alteration phase (Figura 23a,b). Magnetite occurs in two generations. The first forms small crystals, partially martitized, surrounded by amphibole (Figura 23c). The second occurs in the subhedral form with polygonal contacts, with dihedral limits of  $120^\circ$ , but apparently separated by goethite or limonite films (Figura 23d). This occurrence occurs as loose blocks next to the contact between metaleucodiorite and calc-silicate rocks, which must imply a genetic link between the two. In this case, it can be interpreted as skarn type occurrence (e.g., Meinert et al., 2005).

Figura 23 - Example garnet-magnetite-type occurrences



Fonte: Elaborado pelo autor. A. Sample of a skarn type occurrence, dominated by garnet and magnetite. B. Photomicrograph (cross-polarized transmitted light, XPL) with garnet, magnetite, epidote and quartz. C. Photomicrograph (cross-polarized reflected light, XPL) with small crystals of disseminated magnetite, surrounded by amphibole. D. Photomicrograph (cross-polarized reflected light, XPL) showing aggregates of magnetite crystals exhibiting polygonal granoblastic texture. Some crystals are slightly martitized. Note goethite films at the interface of crystals. Abbreviations: Mag-magnetite; Grt-garnet; Qz-quartz; Ep-epidote.

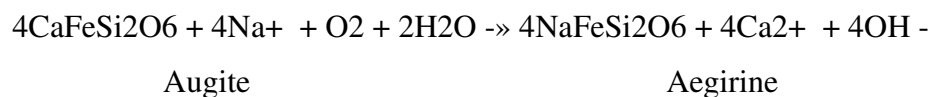
## 5.6 Hydrothermal alteration

The following hydrothermal alteration types are associated with the Fe-P occurrences: (i) Ca-Na to Ca-Na-Fe; (ii) K-Fe and K-Bt; and (iii) lower-temperature Chl-Ep-Qz. These alteration types vary according to the nature of the host rocks.

In calc-silicate and metavolcanic rocks, Ca-Na alteration is pervasive, It is marked by the formation of scapolite, diopside, albite, and epidote (Fig. 11A) in the calc-silicate rocks, and by clear albite plagioclase, which replaces primary, turbid and altered, plagioclase. It is accompanied by chloritization of the ferromagnesian minerals (Figura 24b).

In the banded stratabound magnetite-apatite occurrences, the main alteration is a potassic alteration that is localized, and developed next to contact of the post-Brazilian biotite granite. This alteration is marked by neofomed K-feldspar and, biotite followed by a phase of copper-rich sulfidation (Figura 24c,d).

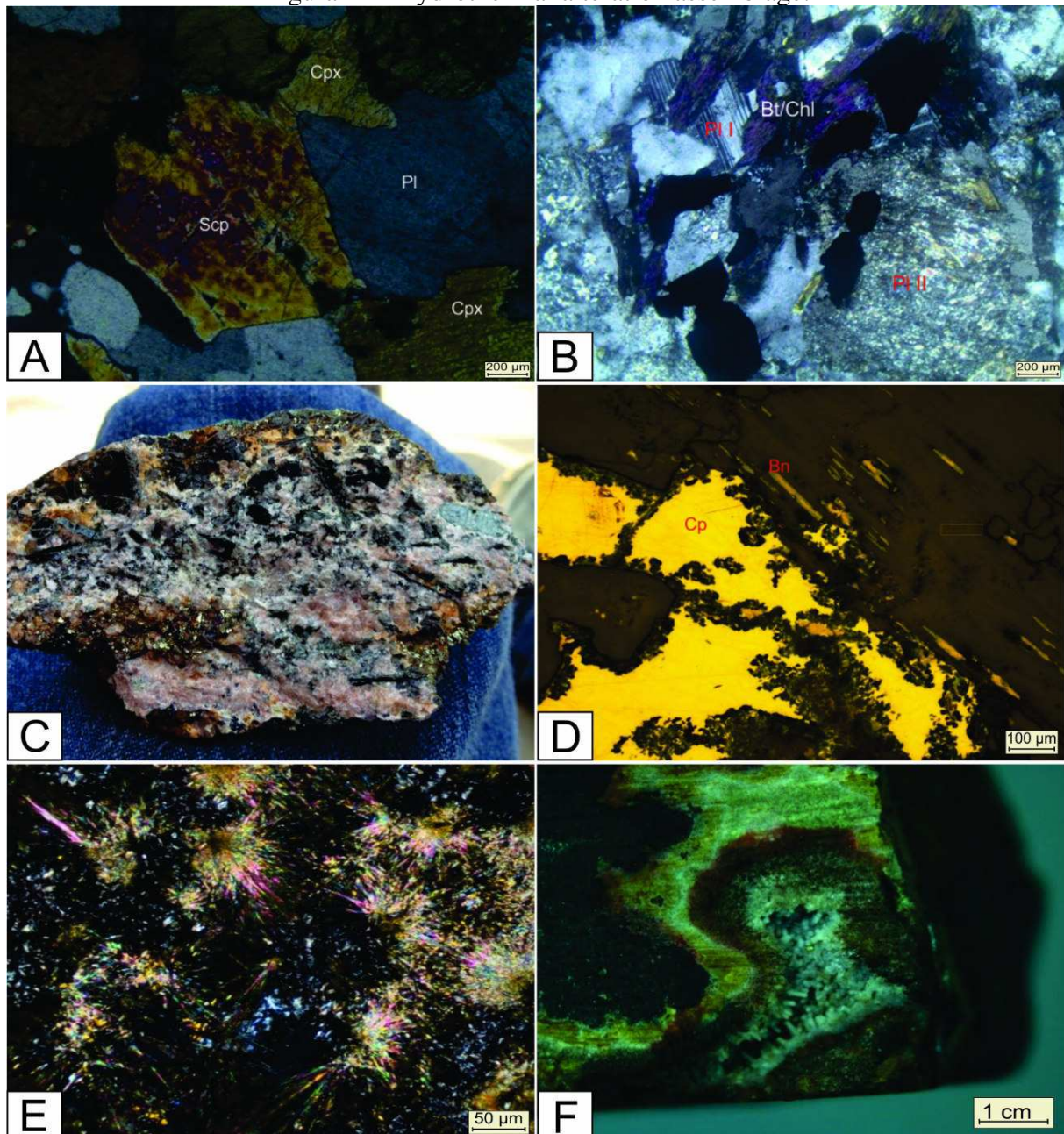
In the fine-grained massive magnetite-(specular hematite)-apatite occurrence, there is an enrichment in Na, Fe, Si, halogen and H<sub>2</sub>O fluids represented by the formation of aegirine in fiber-radial aggregates (Figura 24e), actinolite, hematite, epidote, and quartz in vesicles or amygdala (Figura 24f). The formation of the aegirine can occur, via the following reaction (e.g. Marks et al., 2003):



The released Ca tends to form Fe-rich Ca-silicates, such as Fe-actinolite and epidote, which are present in the magnetite-(hematite)-apatite occurrences.



Figura 24 - Hydrothermal alteration assemblage.

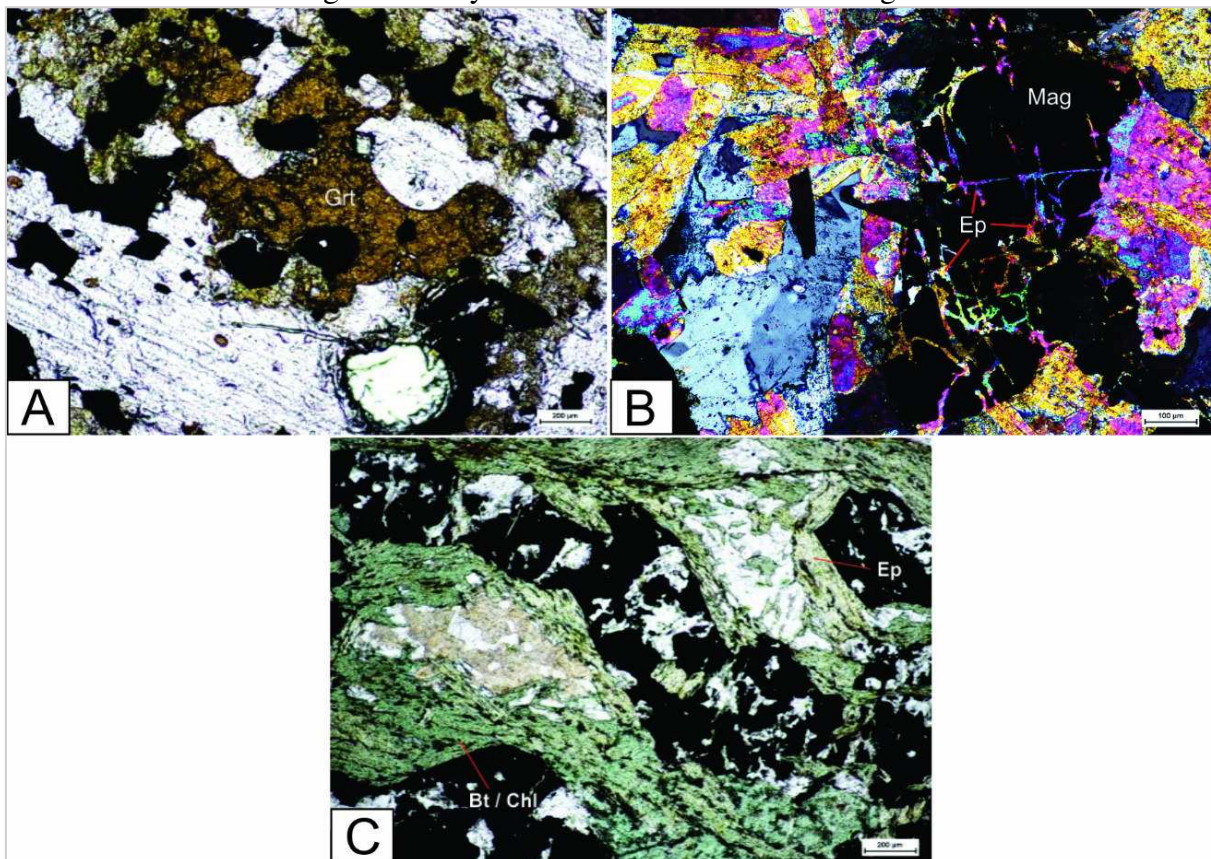


Fonte: Author. A. Photomicrograph (cross-polarized transmitted light, XPL) of the calc-silicate rock with a mineral association composed by plagioclase, scapolite, and diopside. B. Photomicrograph (transmitted light, XPL) of the metabasalt-andesite exhibiting clear albite replacing the older, turbid and altered plagioclase. Note also the chloritization of ferromagnesian minerals. C. Sample of granite with potassium alteration, marked by neof ormation of biotite megacrystals porphyroblasts, being partially replaced by chalcopyrite and bornite. D. Photomicrograph (reflected light, LPL) of the sulfidation phase with chalcopyrite and bornite replacing the biotite along the planes of cleavage and between silicates. Note also that both sulfides are partly replaced by chalcocite. E. Photomicrograph (transmitted light, XPL) displaying fiber-radial aegirine crystals and microgranular aggregates of apatite. F. Sample with vesicle or amygdala with compositional and textural zonation, marked from the edge to center by aegirine (light green), epidote, iron hydroxide and quartz in the center. Abbreviations: Magnetite; Pl-plagioclase; Cpx-clinopyroxene; Scp-scapolite; Bt/chl- chloritized biotite; Pl I –first plagioclase; Pl II- second plagioclase; Cp-chalcopyrite; Bn-bornite.



Alteration in the metadiorite, host of the disseminated and vein mineralization types, is marked by a pervasive high-temperature Na to Ca-Fe assemblage composed by diopside, albite, disseminated magnetite, and, subordinately, garnet, which allows call it endoskarn (Figura 25a). The high-temperature assemblage is overprinted by a low-temperature assemblage, composed of chlorite, albite and epidote. The latter occur as pervasive and infill texture in irregular or en echelon microfractures in the magnetite (Figura 25c,b).

Figura 25 - Hydrothermal alteration assemblage.



Fonte: Author (2019). A. Photomicrograph (transmitted light, LPL) showing garnet, albite, diopside and epidote in albitized metadiorite. B. Photomicrograph (transmitted light, XPL) exhibiting infill and pervasive alteration . The infill alteration is characterized by epidote in irregular microfractures in magnetite crystals, while pervasive is developed at the dioritic matrix that is strongly altered to epidote and albite. C. Photomicrograph (transmitted light, LPL) exhibiting pervasive alteration characterized by the chloritization of ferromagnesian minerals and albitization of plagioclase. Note en échelon microfractures in the magnetite filled by chlorite and albite. Abbreviations: Grt-garnet; Mag-magnetite; Ep-epidote; Bt-chl- chloritized biotite.

In magnetite-garnet occurrences the clinopyroxene-garnet-magnetite assemblage is the product of the Ca-Na-Fe alteration resulting from an early high-temperature prograde

reaction between calc-silicate and metadiorite rocks, while amphibole, epidote, and chlorite are associated with a retrograde alteration phase. Quadro 2 synthesizes these features.

Quadro 2 - Synthesis of the main hydrothermal alteration features associated with the Fe-P mineralization types.

Ore type	Na-Ca-Fe Alteration	Fe( $\pm$ ) Ap Stage	K Alteration	Sulfidation Stage
Skarn type	Diopside-garnet-actinolite-quartz	Magnetite with poorly developed apatite	Poorly developed	Poorly developed
Massive hematite type	_____	Hematite with poorly developed apatite and goethite	Poorly developed	Poorly developed
Veins in metadiorite	Diopside-cummingtonite-albite-chlorite	Magnetite with poorly developed apatite	Poorly developed	Poorly developed
Disseminate magnetite in metadiorite	Actinolite-chlorite-albite-epidote	Magnetite with poorly developed apatite	Poorly developed	Poorly developed
Fine grained magnetite-apatite (specular hematite )	Aegirine-augite-actinolite-quartz	Magnetite-apatite-(specular hematite)	Poorly developed	Poorly developed
Fe-P stratabound type	Albite-actinolite-chlorite	Magnetite-apatite-monazite	K-feldspar-biotite-magnetite	Bornite-chalcopyrite-chalcocite-covellite-malachite

Fonte: Author (2019).



## **5.7 Mineral chemistry**

Microprobe chemical analyses were carried out on apatite and magnetite from the different types of ore and host rock Table 3 and 4 present the mineral chemistry data representative of these minerals. The complete dataset is provided in the Electronic Supplementary Material.

Quadro 3 - Chemistry mineral data apatite.

	Stratabound									
	PR67C2		AM01C3		PR63FC3		PR16C3		AM03C1	
	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core
SiO <sub>2</sub>	0.007	0.016	0.02	0.071	0.032	0.105	0.028	0.064	0.07	0.064
TiO <sub>2</sub>	0.029	0.003	0.075	0.000	0.074	0.000	0.011	0.35	0.000	0.005
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.012	0.016	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.008	0.000
FeO	0.528	0.122	0.072	0.112	0.036	0.099	0.989	0.042	0.871	0.101
MnO	0.059	0.306	0.391	0.517	0.323	0.259	0.066	0.243	0.482	0.325
MgO	0.014	0.000	0.000	0.022	0.049	0.087	0.022	0.024	0.033	0.004
CaO	54.301	54.424	54.665	53.736	53.567	53.246	53.774	53.7	53.879	54.936
Na <sub>2</sub> O	0.058	0.81	0.063	0.079	0.103	0.136	0.099	0.079	0.174	0.161
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.006	0.018	0.043	0.000	0.005	0.000	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42.108	42.383	42.001	40.986	39.659	38.389	41.691	43.048	42.007	41.434
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.002	0.006	0.044	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000
BaO	0.023	0.099	0.002	0.000	0.066	0.077	0.000	0.000	0.08	0.000
SrO	0.000	0.000	0.07	0.028	0.06	0.000	0.000	0.05	0.000	0.029
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.003	0.047	0.02	0.011	0.000	0.044	0.000	0.000	0.064
NiO	0.062	0.012	0.012	0.000	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.126	0.126	0.083	0.098	0.079	0.055	0.04	0.093	0.205	0.166
F	2.906	3.002	3.704	3.032	3.177	2.993	2.639	2.423	2.756	2.708
Cl	0.22	0.219	0.138	0.154	0.249	0.25	0.237	0.338	0.081	0.123
OH	0.947	0.628	0.326	2.542	3899	5619	1529	1047	0.738	1.89
Total	99.3	99.8	100.4	100.3	100.3	100.2	99.63	102	98.6	99.1

	Disseminated		Vein		Metabasalt-andesitic			Hematite		
	JW12DC4	JW12DC5	JW15C3a	JW15C3b	PR63AC2a	PR63AC2b	PR63AC4	CS179C2a	CS179C2b	PR01C4
			Rim	Core				Core	Rim	
SiO <sub>2</sub>	0.011	0.051	0.881	0.865	0.115	0.056	0.178	0.6	0.472	0.114
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.02	0.054	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.000	0.022	0.014	0.000	0.000	0.000	0.003	0.006
FeO	0.075	0.09	0.503	0.039	0.263	0.369	0.085	0.51058	0.588	0.84
MnO	0.008	0.038	0.078	0.094	0.069	0.142	0.016	0.016	0.082	0.01
MgO	0.023	0.000	0.011	0.063	0.003	0.009	0.000	0.000	0.017	0.039
CaO	54.699	55.093	54.505	54.326	54.523	54.306	54.476	55.105	54.983	53.902
Na <sub>2</sub> O	0.049	0.025	0.05	0.057	0.128	0.105	0.03	0.06	0.022	0.037
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	42.086	41.406	41.667	41.32	39.663	39.938	38.194	41.774	41.523	40.26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.000	0.018	0.016	0.005	0.011	0.000	0.000	0.000	0.065
BaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
SrO	0.000	0.000	0.153	0.091	0.000	0.019	0.021	0.311	0.201	0.057
V <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.013	0.000	0.054	0.069	0.055	0.000	0.022	0.009	0.000
NiO	0.000	0.033	0.037	0.000	0.036	0.000	0.042	0.000	0.047	0.102
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.017	0.000	0.000	0.000	0.088	0.172	0.16	0.025	0.088	0.037
F	4.122	2.79	0.019	0.033	4.441	3.122	4.689	3.298	3.005	4.278
Cl	0.043	0.076	2034	1989	0.011	0.029	0.017	0.012	0.036	0.213
OH	0.629	1578	0.576	0.607	2475	3161	4229	0.000	0.000	1,926
Total	100.9	98.1	98.2	99.9	101.1	100.5	101.5	100.2	99.98	102

Fonte: Author (2019).



## Quadro 4 - Chemistry mineral data magnetite and hematite

	Stratabound								Rhombohedral hematite				Ilmenite exsolutions		
	AM03C1		PR671C2A	PR671C2B	AM01C3A		PR63FC3A		PR16C1	PR01C2A	PR01C2B	PR01C4	AM03C1	PR67HC3A	PR67HC3B
	Core	Rim			Rim	Core	Core	Rim							
SiO <sub>2</sub>	0.028	0.101	0.020	0.071	0.022	0.036	0.006	0.022	0.031	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.003
TiO <sub>2</sub>	0.111	0.039	0.043	0.000	0.078	1.130	0.000	0.000	0.018	0.011	0.000	0.010	45.949	14.20	14.211
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.286	0.085	0.037	0.037	0.000	7.390	0.023	0.001	0.078	0.175	0.245	0.163	0.059	0.032	0.032
FeO	92.75	93.02	94.67	94.77	92.39	84.07	94.18	94.88	93.57	90.42	90.41	90.18	35.55	78.28	78.69
MnO	0.017	0.062	0.158	0.175	0.438	0.519	0.639	0.484	0.285	0.000	0.000	0.056	17.808	0.677	0.768
MgO	0.013	0.000	0.017	0.026	0.010	0.082	0.040	0.091	0.000	0.023	0.016	0.001	0.022	0.041	0.001
CaO	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.000	0.000	0.001	0.002	0.081	0.038	0.000
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.021	0.000	0.016	0.057	0.019	0.024	0.017	0.000	0.018	0.000	0.021	0.040	0.000
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.000	0.005	0.039	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.030	0.041	0.043	0.000	0.000	0.009	0.000	0.058	0.019	0.059	0.013	0.042	0.000	0.029	0.040
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.036	0.038	0.011	0.031	0.012	0.000	0.019	0.029	0.000	0.000	0.000	0.000	0.024	0.037	0.006
BaO	0.033	0.102	0.000	0.047	0.023	0.060	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.092	0.264	0.000	0.045
SrO	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000	0.017	0.000	0.000	0.066	0.000
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.142	0.131	0.047	0.013	0.079	0.069	0.140	0.048	0.096	0.034	0.048	0.000	0.250	0.261	0.318
NiO	0.000	0.000	0.066	0.000	0.044	0.000	0.081	0.028	0.004	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.056
F	0.247	0.268	0.289	0.272	0.283	0.204	0.357	0.309	0.311	0.262	0.318	0.276	0.000	0.159	0.307
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.012	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.016	0.020	0.000	0.000
(OH)	0.000	0.000	4.690	4.660	0.000	0.000	4.640	4.090	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ThO <sub>2</sub>	0.006	0.000	0.000	0.024	0.012	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000
UO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.014	0.008	0.017	0.016	0.043	0.000	0.029	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	93.85	94.05	100.18	100.16	93.61	93.72	100.31	100.22	94.54	91.02	91.17	90.86	100.32	94.12	94.79

	Mag. xenocrystal		Mag. Skarn		Vein		Metadiorite		Metabasalt-andesitic		
	CS179C3A	CS179C3B	JW13.2C4A	JW13.2C4B	JW15.2C3A	JW15.2C3B	JW12.2DC3A	JW12.2DC3B	PR63aC2A	PR63aC3	PR63aC4
	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim			
SiO <sub>2</sub>	0.000	0.010	0.016	0.044	0.009	0.017	0.041	0.016	0.043	0.000	0.004
TiO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.010	0.000	0.003	0.066	0.000	0.070	0.000	0.000	0.133
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.059	0.093	0.089	0.006	0.111	0.079	0.043	0.030	0.041	0.031	0.025
FeO	92.70	92.90	93.40	93.48	90.82	91.66	92.51	93.82	92.81	92.58	92.63
MnO	0.238	0.163	0.053	0.000	0.932	0.814	0.421	0.139	0.159	0.046	0.117
MgO	0.020	0.044	0.003	0.024	0.680	0.798	0.000	0.000	0.040	0.000	0.014
CaO	0.012	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.015	0.000	0.011	0.000	0.001
Na <sub>2</sub> O	0.000	0.005	0.000	0.000	0.024	0.002	0.020	0.000	0.000	0.000	0.055
K <sub>2</sub> O	0.000	0.000	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.015	0.000
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.032	0.016	0.000	0.000	0.000	0.029	0.016	0.008	0.000	0.069	0.000
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.046	0.000	0.040	0.039	0.000	0.061	0.108	0.012	0.019	0.000
BaO	0.029	0.131	0.046	0.000	0.145	0.047	0.038	0.000	0.000	0.000	0.000
SrO	0.000	0.130	0.000	0.000	0.000	0.000	0.109	0.000	0.161	0.003	0.088
V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.055	0.000	0.021	0.019	0.134	0.154	0.343	0.387	0.188	0.142	0.194
NiO	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012
F	0.193	0.325	0.230	0.307	0.164	0.324	0.318	0.283	0.239	0.379	0.329
Cl	0.000	0.000	0.018	0.000	0.016	0.011	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000
(OH)	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ThO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
UO <sub>2</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.000	0.015	0.043	0.000	0.010	0.000	0.009	0.000	0.004	0.000	0.018
Total	93.40	93.90	94.03	93.95	93.23	94.16	94.31	95.25	93.90	93.43	93.81

Fonte: Author (2019).

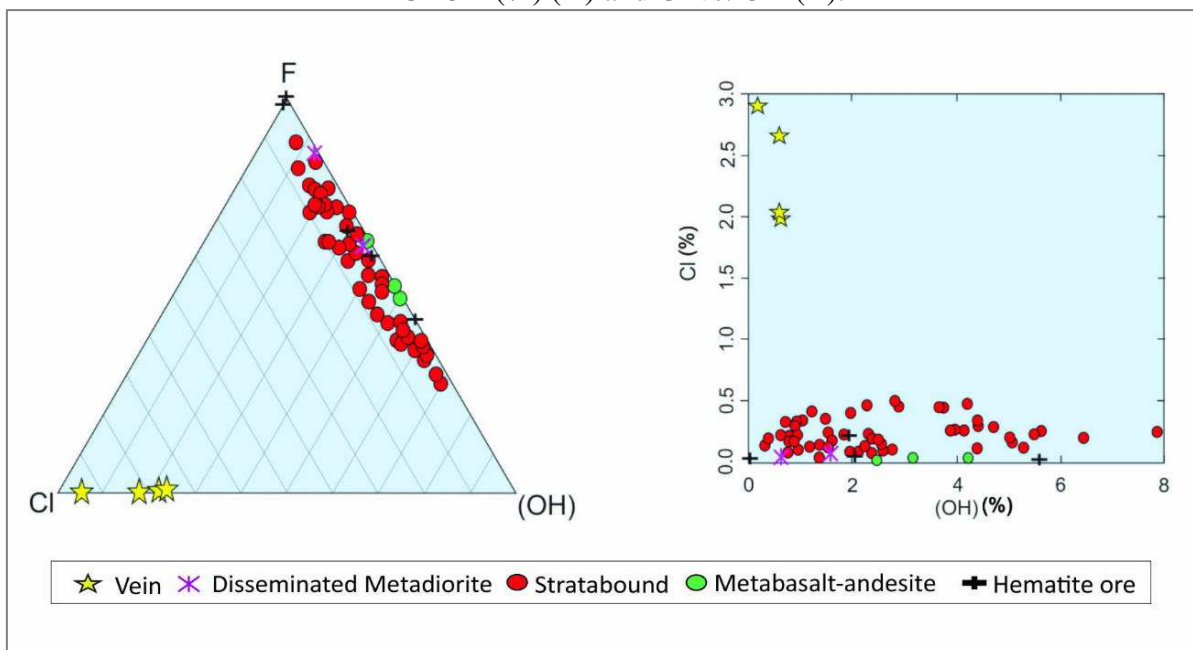
### 5.7.1 Apatite

#### 5.7.1.1 Halogens

The apatite of the stratabound mineralization has high contents of fluorine ( $2.4 \leq F \leq 4.4\%$ ), low contents of Cl ( $0.03 \leq Cl \leq 0.5\%$ ), and OH in the 0.3–7.8% range, being classified as fluorapatite ( $F > Cl$  or OH) and/or hydroxyapatite ( $OH > Cl$  or F). The massive hematite-type apatite also contains high values of F ( $3.0 \leq F \leq 4.6\%$ ), and low Cl ( $\leq 0.2\%$ ) and OH, varying from 0 to 5.67%. Apatite of the metadiorite, also classified as fluorapatite, contains 2.8

$\leq F \leq 4.1\%$ ,  $0.04 \leq Cl \leq 0.07\%$ , and  $0.6 \leq OH \leq 1.57\%$ , and that of the host metabasalt-andesitic exhibits  $3.1 \leq F \leq 4.7\%$ ,  $0.01 \leq Cl \leq 0.03\%$ , and  $OH$  ( $2.5 \leq OH \leq 4.2\%$ ). The vein apatite, however, has the lowest  $F$  contents ( $F \leq 0.33\%$ ), and the highest levels of  $Cl$  (1.92 to 2.89%), while  $OH$  is low (0.16-0.61%), which places them as chlorapatite ( $Cl > F$  or  $OH$ ). A single magnetite-garnet apatite analysis revealed a high content of  $F$  (6.5%), low content of  $Cl$  (0.01%), and  $OH$  at 1.9%. These data are shown in the diagrams F-Cl-OH and F vs Cl below (Figura 26a,b), and indicate a wide dispersion of the F-Cl-OH anions. This seems to reflect, in part, analyses performed on different parts of the apatite (edge and center) indicative of variations in fHF and fHCl in the juvenile fluids or mixing of fluids (e.g. juvenile and metamorphic fluids). As observed, the apatite of all Fe-P mineralization types, except for the veins type, is fluorapatite.

Figura 26 - Compositional range of apatite of different Fe-P mineralization types in terms of F-Cl-OH (%) (A) and Cl vs. OH (B).



Fonte: Author (2019).

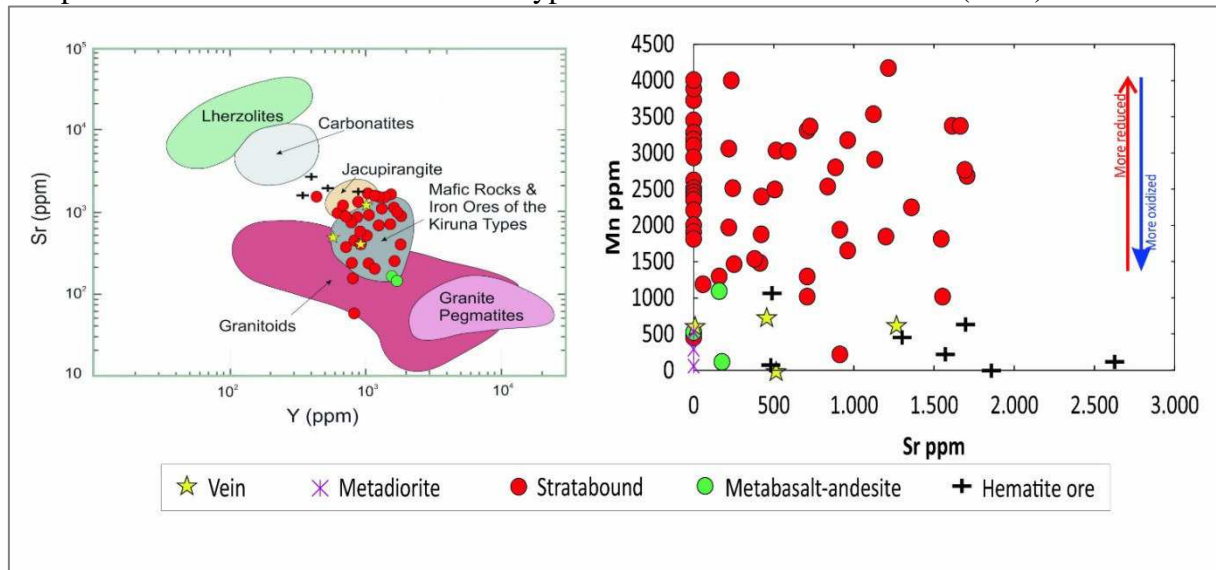
#### 5.7.1.2 Minor and trace elements

The Sr, Y, and Mn concentrations are also distinct between the different types of Fe-P occurrences. The values of Sr, Y, and Mn of apatite from the stratabound magnetite-apatite occurrences vary from below the detection limits (nd) to 1706 ppm, 291 to 2331 ppm, and 457 to 4175 ppm, respectively. In apatite from the massive hematite-type, Sr ranges from 481 to 2627

ppm, whereas Y and Mn vary from 220 to 653 ppm and from nd to 1069 ppm, respectively. In the disseminated-type mineralization in metadiorite, apatite has no Sr, and Y contents are in the nd to 134 ppm range, whereas Mn varies from 62 to 294 ppm. In vein apatite, Sr ranges from nd to 1267 ppm, Y from 402 to 1205 ppm and Mn from nd to 728 ppm. In the host basalt-andesitic, apatite values for Sr, Y, and Mn oscillate between nd to 177 ppm, 693 and 1355 ppm, and 124 and 1100 ppm, respectively.

The variations of the apatite trace-element concentrations seem related to the host rock type, which, being of igneous origin, can indicate the degree of fractionation and the oxidation state of the magma—important parameters in mineralizing processes (Belousova et al., 2002). In the Sr versus Y diagram (Figura 27a) which is related to differentiation indices (from ultramafic to granitic), and decreasing temperature (e.g., Belousova et al., 2002). The apatites of the hematite occurrence present higher and lower concentrations of Sr and Y, respectively, among all others types of mineralizations. In some of the other occurrences (vein, metabasalt-andesitic and metadiorite), the Sr concentration was below the detection limit. Additionally, most of these apatites, mainly the stratabound type, are concentrated in the field of mafic rocks and the Kiruna-type ore. Mn concentration also varies due to the degree of fractionation of the host rocks and its oxidation state (Belousova et al., 2002).  $Mn^{2+}$  substitutes for  $Ca^{2+}$  and, higher Mn concentration can be associated to apatite developed in more reduced conditions, probably at a level deeper, while the lower Mn contents are in apatite formed in the more oxidizing environments (e.g., Xavier et al., 2011). Therefore, the low Mn concentrations in apatite associated with hematite ore are consistent with the oxidizing conditions needed to form hematite (Figura 27b).

Figura 27 - Discrimination diagrams for apatite from the different Fe-P mineralization types, compared to intrusive rocks and Kiruna-type Fe ore from Belousova et al. (2002).



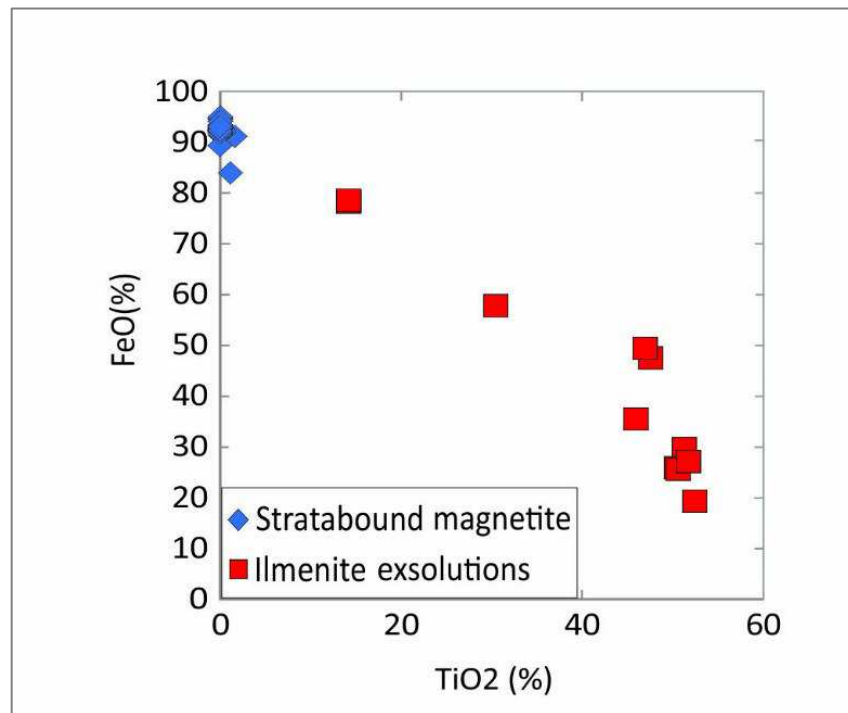
Fonte: Author (2019). Sr vs. Y (A) and Mn vs. Sr (B) discrimination diagrams for apatite from the different Fe-P mineralization types, compared to intrusive rocks and Kiruna-type Fe ore from Belousova et al. (2002).

## 5.7.2 Magnetite

### 5.7.1.3 Major, minor and trace elements

The magnetite of the stratabound mineralization, shows contents of FeOt from 84.07 to 95.08%, TiO<sub>2</sub> from n.d. to 1.63%, and V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> from 0.04 to 0.23%, whereas the ilmenite exsolutions contain FeO, TiO<sub>2</sub>, and V<sub>2</sub>O<sub>3</sub> in the ranges 19.36-78.68%, 14.20-52.44% and 0.23-0.46%, respectively. The exsolutions represents a titanium-rich original iron oxide, probably a titanomagnetite, which by oxy-exsolution evolved to the intergrowths of pure magnetite and ilmenite, a characteristic feature of magmatic magnetite (e.g., Grant, 1984). Figure 28 shows a negative correlation between the TiO<sub>2</sub> and FeOt concentrations of the magnetite and ilmenite exsolutions, which reinforces these arguments. In addition, the lower TiO<sub>2</sub> contents are associated with the ilmenite exsolutions in a trellis-type texture, whereas the higher contents are correlated with the sandwich type. Magnetite from the other mineralization types, which has no exsolution of ilmenite, shows  $\geq 89\%$  FeOt and are TiO<sub>2</sub>-poor ( $\leq 0.9\%$ ).

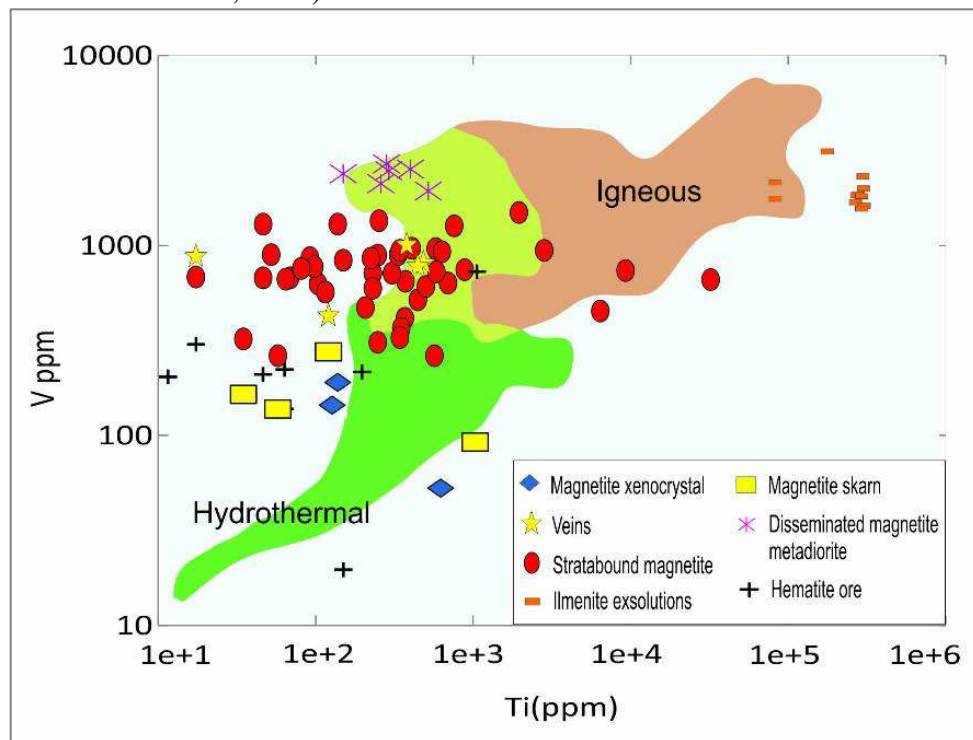
Figura 28 - Concentrations of FeO vs TiO<sub>2</sub> in magnetite and ilmenite exsolutions from the stratabound Fe-P mineralization



Fonte: Author (2019).

Nadoll et al. (2015) proposed that the concentrations of Ti and V in magnetite can be used to discriminate magnetite from igneous, magmatic-hydrothermal and low-temperature hydrothermal sources (Figura 29). Titanium concentrations higher than 5000 ppm can be found in igneous magnetite, while low V-Ti concentrations suggest hydrothermal magnetite. Samples of the disseminated magnetite and part of the stratabound magnetite, mainly those with ilmenite exsolutions, are concentrated in the igneous magnetite field, and the others are between the magmatic-hydrothermal and hydrothermal field. This suggests that there is both hydrothermal and magmatic magnetite in the different mineralizations.

Figura 29 - V vs. Ti ppm concentrations in magnetite from the different Fe-P mineralization types investigated in the western sector of the SQMA (adapted from Nadoll et al., 2015).



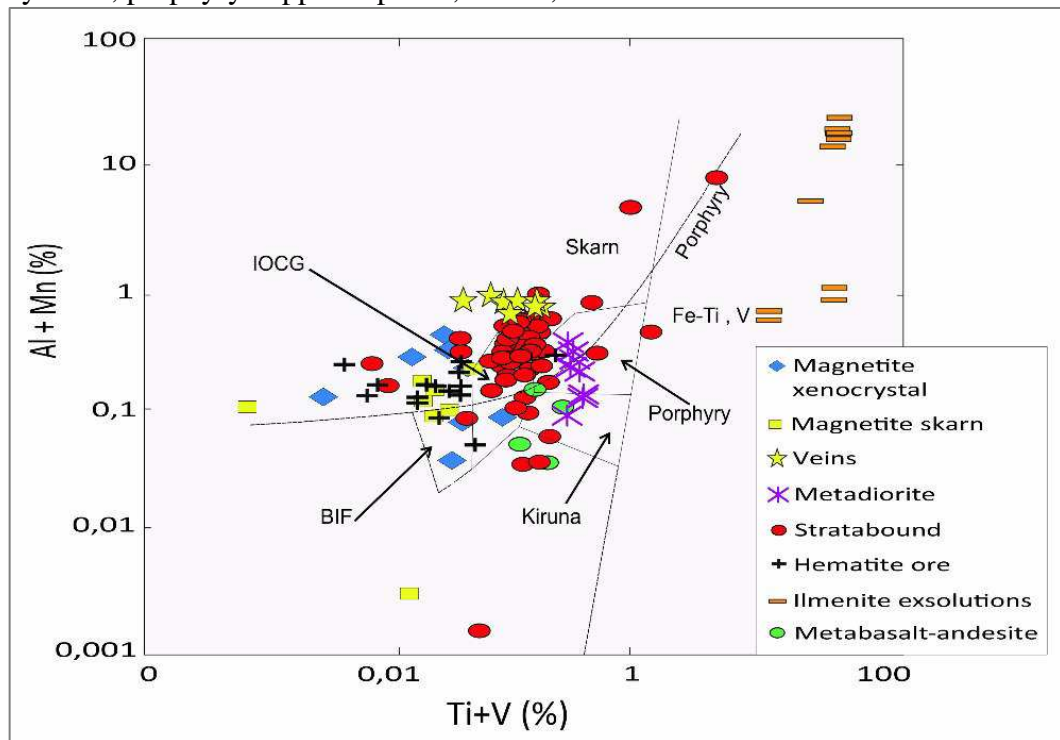
Fonte: Author (2019).

The Al + Mn vs. Ti + V concentrations have been used to compare magnetite from different Fe oxide-apatite occurrence types and magnetite from other mineral systems of hydrothermal and magmatic origins, including skarns, IOCG, Kiruna and Porphyry Cu deposits (Dupuis and Beaudoin 2011; Nadoll et al. 2014; Dare et al. 2015; Knipping et al. 2015).

In the diagram shown in Figura 30, vein magnetite is more enriched in Al + Mn and depleted in Ti + V than the magnetite in the host metadiorite, which suggests the different origins or crystallization conditions between them. The magnetite disseminated in the metadiorite is from magmatic crystallization, whereas vein magnetite may have precipitated from high-temperature hydrothermal fluids. The stratabound magnetite type has similar Ti + V values as that of the metavolcanic host rocks (metabasalt-andesitic). It is also richer in these elements than the magnetite xenocrysts hosted in the hematite mineralization. In addition, the magnetite xenocrysts have practically the same Ti + V values as the host hematite. Finally, the disseminated magnetite of the metadiorite, part of the stratabound mineralization and the metavolcanic host rock of the stratabound mineralization, are concentrated in the Porphyry Cu and Kiruna compositional fields. The magnetite of the veins, skarns, magnetite xenocrysts, as

well as hematite mineralization, are within the metasomatized rock field, and the ilmenite exsolutions, as expected, plots in the field of magmatic rocks.

Figura 30 - Al + Mn% vs. Ti + V% discrimination diagram for the studied iron oxide mineralizations of Ararendá compared to the oxides from Kiruna, IOCG systems, porphyry copper deposits, skarns, and BIF.

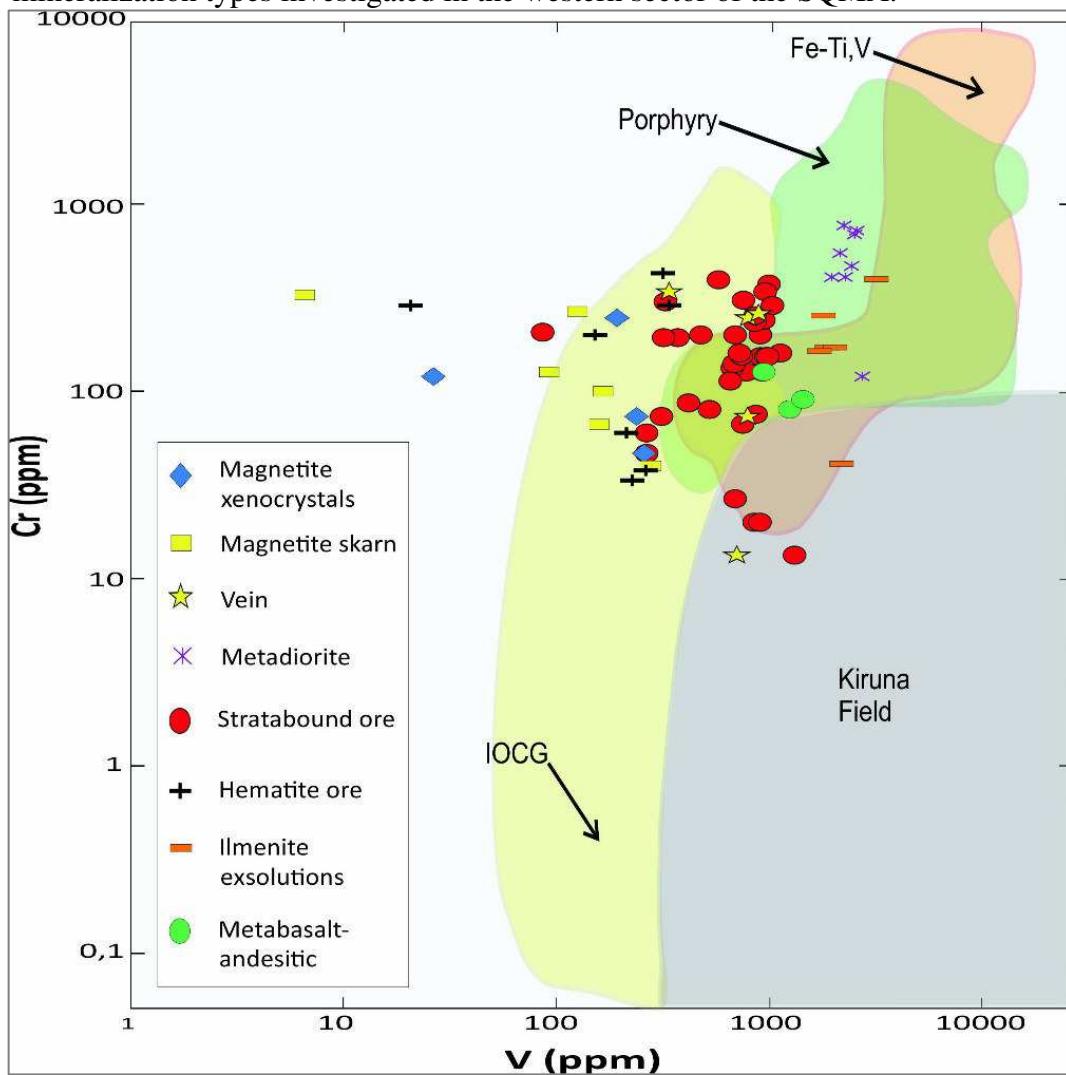


Fonte: Author (2019), adapted from Dupuis and Beaudoin, 011, and Nadoll et al., 2014.

Knipping et al. (2015), however, use the Cr and V of the magnetite to differentiate the Kiruna type deposits from all other high-temperature deposits, namely, porphyry, IOCG and Fe-Ti-V / P deposits, owing to the relatively high V (> 500 ppm) and low Cr contents (<100 ppm) of Kiruna type magnetite (Figura 31). For these authors, the V content increases with T in magmatic conditions, while it decreases in the IOCG systems. The elevated V concentrations are caused by magnetite crystallization at high temperatures in contrast to magnetite from IOCG deposits that are formed at relatively lower temperatures. The behavior of Cr in magnetite is more controversial. For Dare et al. (2014), the low concentrations of Cr are indicative of hydrothermal magnetite. However, it may be depleted in magnetite from Kiruna-type deposits, either due to fractionation of clinopyroxene or high-temperature hydrothermal process (e.g., Knipping et al., 2015).



Figura 31 - Cr vs. V ppm concentrations in magnetite from the different Fe-P mineralization types investigated in the western sector of the SQMA.



Fonte: Author, adapted from Knipping et al., 2015.

In the cases studied, the values of V and Cr are varied. The highest values are related to the exsolutions of ilmenite (V-3148 ppm and Cr-396 ppm) and disseminated magnetite metadiorite (V-2707 ppm and Cr-766 ppm), while the lower ones are in the magnetite skarn, with  $V \leq 276$  ppm and  $Cr \leq 326$  ppm). When plotted in the Cr vs. V diagram of Knipping et al. (2015), only a few samples of the vein and stratabound mineralization are concentrated in the Kiruna ore field. The other samples which have high V ( $> 500$  ppm) and Cr ( $> 100$  ppm) seem to overlap the boundary between high-T hydrothermal and magmatic magnetite formed in Fe-Ti-V and porphyry type, while the samples with V ( $< 500$  ppm) are within IOCG deposit field. In addition, magnetite with low V ( $< 500$  ppm) and Cr content ( $\leq 326$  ppm), a magnetite skarn type, can indicate that magnetite mineralizations with these characteristics are formed by the hydrothermal process. The magnetites that are concentrated in the Kiruna field, with high

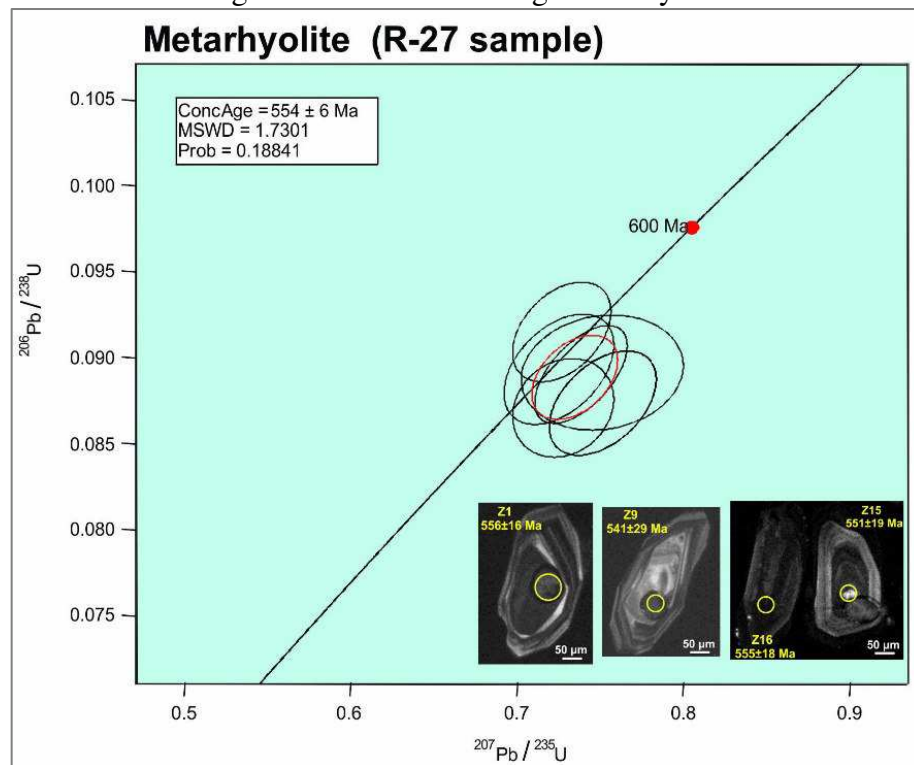


V and low Cr, respectively, should represent magmatic magnetite overprinted by high-temperature hydrothermal processes (Knipping et al., 2015). Thus, these diagrams show the magnetites of the porphyry, Ti-V-Fe, and Kiruna systems present features that indicate a magmatic origin overprinted by hydrothermal processes. This may highlight that IOA magnetite deposits may have different magmatic affiliations.

### 5.8 Zircon U-Pb geochronology

Zircon crystals of the metarhyolite sample (R-27) of the Estreito Unit, mineralization host, are dominantly colorless with sizes between 50 and 100  $\mu\text{m}$ . CL imagens show subhedral to euhedral shape, sometimes well elongated, with xenocrystic nuclei, often with oscillatory zoning or with irregular domains suggesting rapid crystallization or magmatic recrystallization respectively (e.g. Corfu et al., 2003). The Th / U ratios range from 0.19 to 0.74 (Supplementary Table 7). The population of zircon crystals analyzed display a concordant age of  $554.16 \pm 6.4$  Ma (MSWD = 1.7), interpreted as crystallization age (Figura 32)

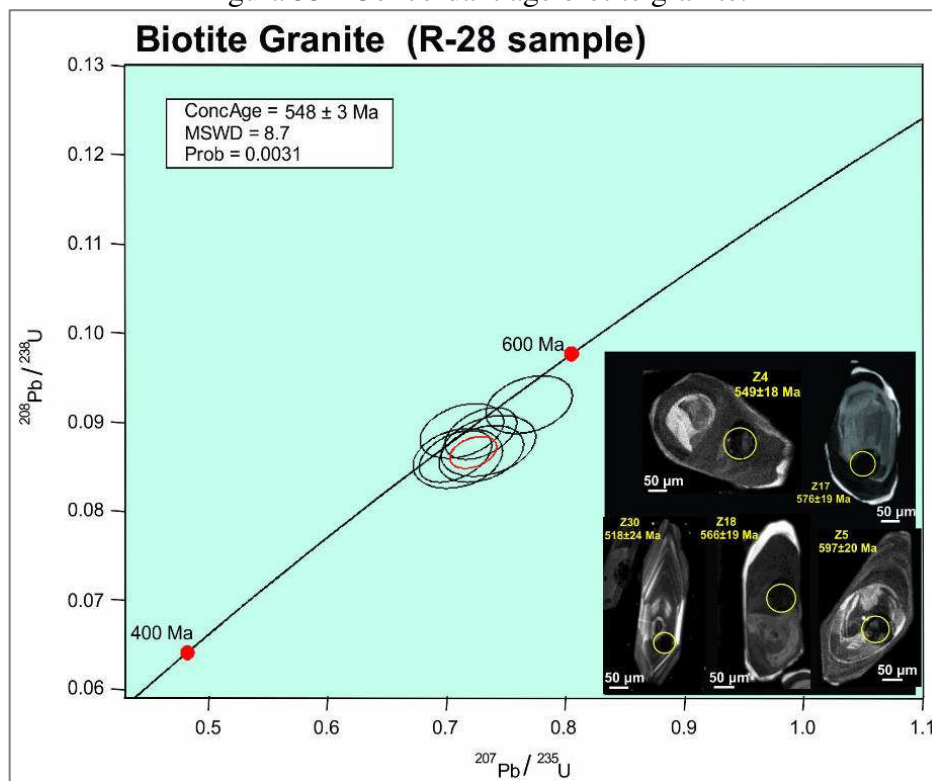
Figura 32 – Concordant age metarhyolite



Fonte: Author (2019).

Zircons from biotite granite (R-28) that crosscuts the stratabound mineralization present a more heterogeneous population, with colorless to pale yellow grains, size around 100  $\mu\text{m}$ . CL images show some zircons with more rounded edges, varying length/width ratios and others with bi-terminations, sometimes zoned and with some fractures. The Th / U ratios range from 0.02 to 0.24. They display a concordant age of  $548 \pm 3 \text{ Ma}$  (MSWD = 8.7) indicating post-Braziliano age (Figura 33).

Figura 33 - Concordant age biotite granite.



Fonte: Author (2019).

Quadro 5 - Concordant age table.

Zircon	f206 (%)	U (µg.g <sup>-1</sup> )	Th (µg.g <sup>-1</sup> )	Pb (µg.g <sup>-1</sup> )	Th/U	206Pb/204Pb	concordia data <sup>1</sup>						Ages (Ma) <sup>1</sup>										
							207Pb/235U	1σ	1σ%	206Pb/238U	1σ	1σ%	Rho	207Pb/206Pb	2σ	206Pb/238U	2σ	207Pb/235U	2σ	% conc <sup>2</sup>			
<b>Rhyolite - R27 sample</b>																							
Z1	0,16	329	9	64	5	32	3	0,19	11350	0,739	0,028	3,8	0,0890	0,0028	3,1	0,59	680	38	548	17	556	16	99
Z9	1,01	58	1	23	1	5	1	0,39	1860	0,752	0,049	6,5	0,0891	0,0033	3,7	0,12	985	66	551	20	541	29	102
Z11	0,51	118	3	41	1	9	1	0,34	3695	0,728	0,030	4,1	0,0871	0,0029	3,3	0,17	805	53	536	17	554	17	97
Z15	0,49	112	7	83	4	27	2	0,74	3790	0,725	0,033	4,6	0,0893	0,0032	3,6	0,44	852	47	551	19	551	19	100
Z16	0,39	152	11	27	2	8	1	0,18	4785	0,727	0,029	4,0	0,0914	0,0029	3,2	0,41	778	38	562	17	555	18	101
Z27	0,39	170	11	35	2	11	1	0,21	4765	0,752	0,032	4,3	0,0873	0,0030	3,4	0,45	883	47	536	18	561	18	96
<b>Biotite Granite - R28 sample</b>																							
Z4	0,36	201	13	48	3	15	1	0,24	5190	0,730	0,030	4,1	0,0886	0,0029	3,3	0,42	785	40	544	17	549	18	99
Z5	0,58	122	8	2	0	1	0	0,02	3215	0,770	0,036	4,7	0,0919	0,0033	3,6	0,30	987	55	565	19	597	20	95
Z9	0,76	109	8	8	1	3	0	0,07	2445	0,736	0,040	5,4	0,0872	0,0034	3,9	0,31	1046	58	535	20	532	25	101
Z17	0,61	144	10	12	1	4	1	0,08	3060	0,730	0,035	4,8	0,0863	0,0032	3,7	0,33	968	56	530	19	576	19	92
Z18	0,57	166	13	30	2	10	1	0,18	3305	0,714	0,035	4,9	0,0889	0,0030	3,4	0,33	874	52	546	18	566	19	96
Z19	0,38	243	17	18	1	6	1	0,07	4930	0,708	0,031	4,4	0,0860	0,0029	3,4	0,43	811	45	532	17	533	18	100
Z30	0,65	154	13	28	3	9	1	0,18	2880	0,710	0,038	5,4	0,0858	0,0033	3,8	0,25	981	59	529	20	518	24	102

<sup>1</sup> data not corrected for common-Pb  
<sup>2</sup> Concordance calculated as  $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}/^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U age}) \times 100$   
f206c = the proportion of the <sup>206</sup>Pb ion beam that is common, calculated as  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb model}/^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb measured}) \times 100$   
where  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb measured} = (\text{Stacey and Kramers, 1975 } ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb ratio at the apparent (non-common Pb corrected) } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb age}$

Fonte: Author (2019).

## 5.9 Discussion and implications for ore genesis of the Fe-P-(Cu) mineralizations

The mineralization styles combined with petrographic, mineralogical and mineral chemistry data suggest that the five Fe-P-(Cu) occurrences defined in the SQMA are the product of several different mineralization forming episodes.

### 5.9.1 Stratabound mineralization

The stratabound mineralization is Fe and P rich and deformed, and it corresponds to one of the older occurrences. It is hosted within a sequence bimodal mafic-felsic (sub) volcanic rocks deformed and partially modified by metamorphism and hydrothermalism. The oxide-apatite ore is also deformed and registers the same deformation style that host rocks that suggests a close relationship with this bimodal magmatism. Magnetite globules within felsic rocks also indicate contemporaneity between both. Most magnetite presents magnetite-ilmenite intergrowth trellis and sandwich texture. Namesake textures have been used as a Fe-Ti oxide geothermometer, and indicates equilibrium temperatures above 600 ° C (Price et al., 1981; Lepage, 2003; He et al., 2016) that suggests a feature of magmatic magnetite or magnetite formed in metamorphic conditions of high amphibolite to granulite facies (eg Harlov, 2000). Considering that the peak of the metamorphism happened around 600Ma and the age of its host

rock is younger (~ 550Ma) it is probable that this mineralization is primary. By the way a genetic link of this occurrence with the metadioritic mineralization is suggested since its composition, the crystallization sequence between magnetite and silicate phases wherein magnetite incorporates the early plagioclase and clinopyroxene, and the composition of the apatite in both mineralizations are is similar. So the metabasalt-andesitic intermediate to mafic host rocks could be considered the volcanic equivalents of the metadiorite. Thus, the Fe-P stratabound mineralization shows a preference for the most basic-intermediate volcanic rocks which can be treated as a product of basic tholeiitic magma differentiation under reduced, dry and low oxygen fugacity conditions, whose residual liquids are rich in FeO (ferrous iron) and poor in silica (Grant, 1984). The presence of manganese-rich apatite suggests its crystallization from a reduced environment or source. However, tholeiitic magma is poor in P; therefore phosphorus in this rock could be the result of crustal contamination.

On the other hand, copper sulfide mineralization is localized and seems to be genetically related to the influence of the biotite granite that crosscuts the stratabound ore, indicating a late process in relation to that stratabound type. The geochronological age obtained in the metarhyolites ( $554 \pm 6$  Ma), which, by formation, are synchronous to the host metabasalt-andesitic of the stratabound mineralization, and the biotite granite ( $548 \pm 4$  Ma) that crosscuts this mineralization, confirm this relation.

### ***5.9.2 Fine-grained massive magnetite-(specular hematite)-apatite***

The fine-grained massive magnetite-apatite mineralization that is slightly deformed, with primary features, such as volatile escape vesicles, and fibro-radial aggregates of aegirine at the matrix, suggests an enrichment of fluids in Na, Fe, Si, halogens, and H<sub>2</sub>O, compatible with a similar volcanic activity that occurred at the El Laco deposit, in Chile. Its variant with specular hematite, epidote/actinolite, and apatite in various habits, subhedral to anhedral with amorphous apatite rings around crystals of limonitized iron oxides, defines a zone of P and Fe-rich hydrothermal fluids. Therefore, the fine-grained magnetite-apatite ore and its magnetite-hematite-apatite variant appear to develop at epizonal levels and form part of the same magnetitic-phosphate system that gave rise to the stratabound mineralization. In this case, one can treat it as a product of the evolution of a continuum of the Fe-P system, in which it would represent the extrusive phase, channeled along major faults, while stratabound ore would be the deepest or subvolcanic phase.

### ***5.9.3 Disseminated and vein magnetite in albitized metadiorite***

The disseminated and vein-type occurrences in metadiorite rocks seem to show the same magmatic filiation but in different crystallization conditions. The first origin is igneous and the second is magmatic-hydrothermal. The occurrence of the vein type and in irregular portions can represent late-magmatic injections, or is a product of crystallization of high-temperature saline hydrothermal-magmatic fluids (e.g., Zhao et al. 2017). The presence of the Cl-rich apatites restricted to these veins reveals the feature of juvenile fluids or even saline fluids involved in their formation indicating these are hydrothermal (e.g., Xavier et al., 2011, Edfelt, 2007). However, the low-temperature assemblage, composed of chlorite, albite, and epidote that overprints the high-temperature assemblage, can be the result of the interaction with meteoric fluids and/or host rocks developed, under shallow crust conditions and lower temperature, which induced a pervasive alteration in the meta-diorite. Therefore, the association of this mineralization with dioritic rocks and the style of the ore in disseminated and vein form allows us to compare to the Gushan magnetite-apatite deposit in China (e.g., Hou et al., 2011).

### ***5.9.4 Massive hematite***

The massive hematite mineralization, dominated by rhombohedral hematite with polygonal texture, is more debatable. The polygonal texture, which is indicative of textural equilibrium and generally reflects the recrystallization of minerals, has been treated in the literature as metamorphic, metasomatic and magmatic (Nold et al., 2013). Magmatic texture is formed when textural equilibrium still occurs in the final stage of magmatic consolidation (e.g., Best, 2003). In the metamorphic hypothesis, the polygonal texture has been interpreted as: i) associated with crystallization/recrystallization under static conditions, related to thermal metamorphism (low P and high T); and ii) related to the annealing process, associated with recrystallization, implying a reduction in the surface of irregular grains accompanied by the elimination of the smaller grains (Passchier and Trouw, 2005). In the case of iron ores with these texture aspects, two models have been proposed for their formation: a) annealing at high T in a closed system; and b) substitution involving fluids in an open system or hydrothermal process (e.g., Ciobanu and Cook, 2004).

The hematite mineralization often contains relict magnetite grains that are deformed and martitized, suggesting that magnetite was replaced by hematite in the oxidation reaction,

a pseudomorphic replacement, where the oxidation reaction follows the (111) planes of primary magnetite (e.g., Mücke and Cabral, 2005). The subsequent metamorphism should cause the recrystallization of martite-textured hematite into coarse-grained hematite (annealing model in high T). However, the chemical composition difference between the relict magnetite crystals and the twinned hematite suggest the substitution involving fluids in a hydrothermal system (e.g., Ciobanu & Cook, 2004; Hu et al., 2014). In this case, it may be thought that hydrothermal fluids, due to the influence of T, salinity, and oxygen fugacity, may promote the dissolution of primary magnetite (e.g., Hemley and Hunt, 1992). An increase in T could increase solubility, promoting the dissolution of primary magnetite and the formation of secondary varieties. The biotite granite that cuts the stratabound mineralization could be the inducing agent of this process. The superposition of high T saline fluids derived from the cooling granitic magma could cause the iron oxide to dissolve and then reprecipitate in more oxidant conditions (e.g., Hu et al., 2014). Therefore, by the present level of knowledge, it can be assumed that the studied hematitic mineralization is associated with T-high hydrothermal fluids. The presence of quartz veins in association with massive hematite supports this hydrothermal origin.

On the other hand, except for the iron deposits of Pilot Knob and Iron Mountain in Southeastern Missouri (USA) (e.g., Nold et al., 2013; 2014), and Grängesberg in Sweden, the examples of deposits bearing rhombohedral hematite seem to be rare, which makes this occurrence an exceptional case.

### ***5.9.5 Magnetite –garnet***

The massive magnetite-garnet occurrence is of the skarn type that, given its proximity to the metaleucodiorite, may be interpreted as the exoskarn. The presence of high-T Ca-Na-Fe and low-T mineral aggregates characteristic of progressive and retrograde reactions, respectively, common in deposits of skarns formed by contact metamorphism (e.g., Meinert et al., 2005), support these arguments

## **5.10 Evolution model**

Collectively, these data allow us to propose the following multi-stage evolution model for the different IOA type mineralization of the Santa Quitéria magmatic arc:

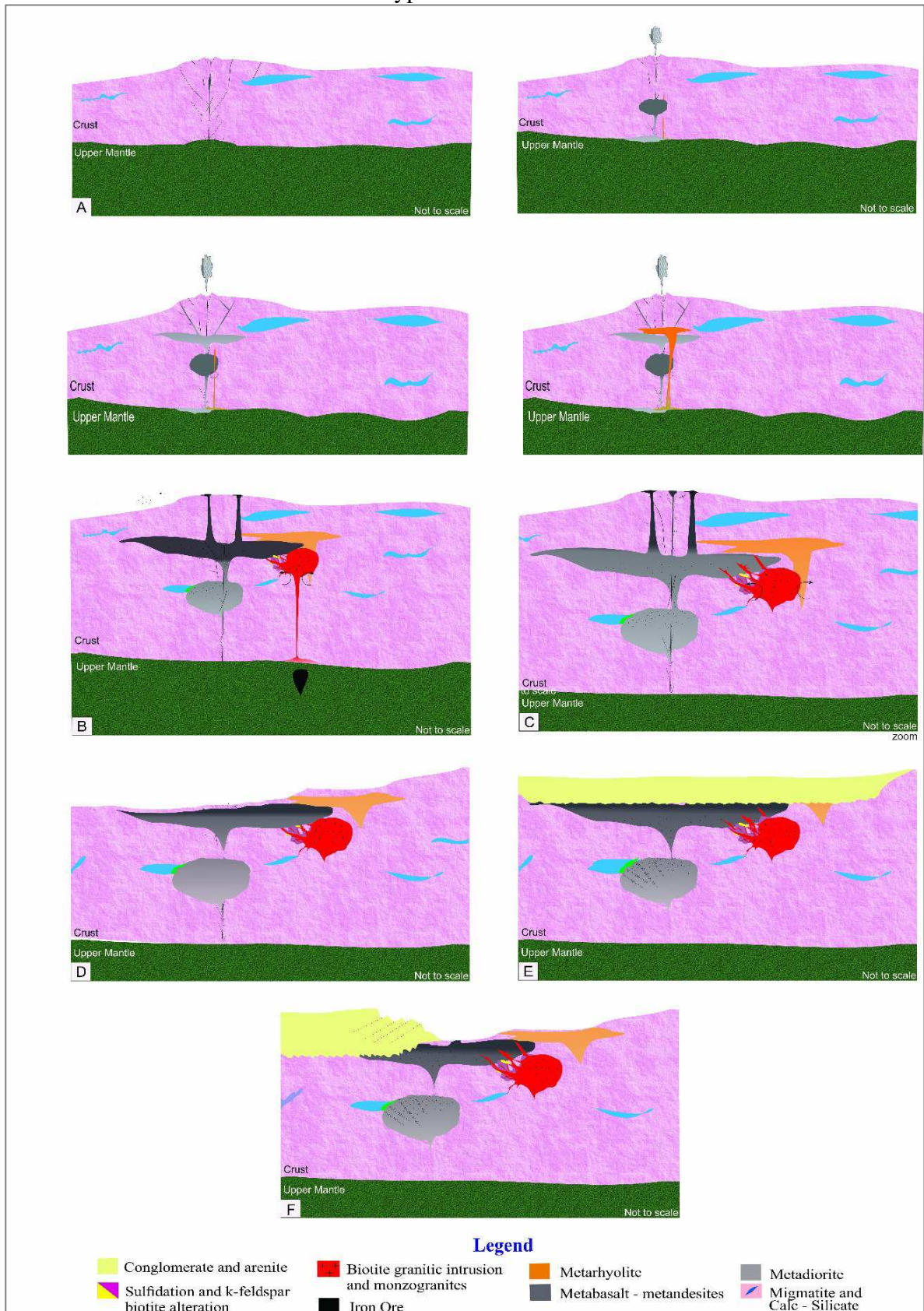
- a) 1-After the apex of the Brasiliano orogeny (ca. 600 Ma), the change from frontal to oblique collision at ca. 580 Ma within the Borborema Province triggered the formation of large continental-scale shear zones and several late-tectonic granites aged between 580 and 560Ma, which went followed by post-collisional to anorogenic granites (<550Ma) (Santos et al., 2008, Arthaud et al., 2015). Some of these shear zones have been interpreted as the boundaries of continental tectonic domains, considered as remnant signatures of Neoproterozoic accretionary events (e.g. Padilha et al., 2017). One of them is located between the basement of the Parnaíba Basin in the western, currently hidden beneath the Parnaíba Basin (Parnaíba block), and the Ceará Central block, to eastern, the site of the main iron occurrences studied in this work;
- b) 2-The evolution of the Estreito Unit initiates with the formation of extensional structures associated with the development of these later shear zones. Mantle underplating would cause partial melting of the crust, segregation, and rise of bimodal magmatism along of these structures. It follows the contamination of iron-rich mafic or intermediate magma with crustal phosphorus within the Ceará Complex;
- c) 3-The early crystallization of the ferrodioritic or intermediate magma during your emplacement initiates with anhydrous minerals (clinopyroxene and plagioclase) and some disseminated magnetite. This is followed by segregation of a volatile-rich residual iron oxide melt, a chemically immiscible process, triggered by the addition of phosphorus by crustal contamination and the precipitation of massive magnetite (Fe-P stratabound mineralization) at shallower crustal levels. After the continuous accumulation of more volatile-rich fluid containing Fe, P, Si, Na, halogens, and H<sub>2</sub>O follows later decompression that induces the migration of residual volatile-rich fluid along small fractures and fractures. The result is fine-magnetite and apatite mineralization with aegirine in fiber-radial aggregates, actinolite, hematite, epidote, and quartz in vesicles or amygdala, representative these magmatic-hydrothermal or hydrothermal process;
- d) 4- The onset of late felsic magmatism represented by granite intrusions may have promoted the development of a thermo-metamorphic aureole along intrusion contacts marked by magnetite and apatite recrystallization, accompanied by

localized potassic alteration and sulfidation. In more distal zones the influence of this intrusion would be likely responsible for the development of rhombohedral hematite with polygonal texture with relict magnetite;

- e) 5-The final stage is marked by the deposition of the first sedimentary sequences of the Silurian Parnaíba Basin, which extends over the mineralized zones. This may have contributed to the preservation of sulfide mineralization from oxidation and weathering after its formation near the surface. Subsequently, the sedimentary cover would be eroded, triggering the exposure of the mineralization.



Figura 34 - Summarizes, in an integrated scheme, the proposal of evolution for these different types of mineralizations.



Fonte: Author (2019).

## 5.11 Conclusions

The geological, petrographic, and mineral chemical data indicate that the five Fe-P-(Cu) mineralizations defined on the western boundary of the SQMA are the product of several different ore forming episodes. They form at different crustal levels, ranging from deep crustal levels to shallow levels in association with bimodal subvolcanic sequences and dioritic intrusions, with ages of approximately  $554 \pm 6$  Ma. The Fe-P-(Cu) mineralization occurs as massive bodies, veins or disseminations associated with Na and Na-Ca-Fe pervasive alteration and a localized K-alteration. In addition, the textural aspect and compositional data of apatites and magnetites in the ore indicate that the stratabound and metadiorite disseminated magnetite mineralization exhibits magmatic affiliation, overprinted by fluids of magmatic-hydrothermal origin and probably developed at deep crustal levels. The fine-grained massive magnetite-apatite type, with and without specular hematite, and some cavities that seem to be vesicles formed by the escape of volatiles reflect a volatile-rich iron-oxide melt developed at epizonal levels but that should be part of the same magnetite-apatite system that gave rise to the stratabound ore. The copper sulfide mineralization is localized and seems to be genetically related to the late to post Brazilian biotite granite of age  $548 \pm 4$  Ma that crosscuts the stratabound ore, indicating a late process in relation to that stratabound mineralization. The vein-type magnetite mineralization in metadiorite rocks is hydrothermal in origin. The massive hematite ore dominated by rhombohedral hematite with polygonal texture with relict magnetite grains is associated with high-T hydrothermal processes. The skarn occurrences are products of metasomatic interaction between metadiorite rocks and calc-silicate rocks.

The mineral chemistry data also shows that magnetite of magmatic origin in the deposits of the IOA type can have different chemical composition, whose difference may be associated with its magmatic affiliation. Some are of tholeiitic and/or calcium-alkaline filiation and others of alkaline affiliation.

Thus, the recognition of IOA occurrences in the Santa Quitéria magmatic arc is of great importance because it provides a prospective guide for the characterization of these deposit types in the Santa Quitéria magmatic arc in Borborema Province; it opens the possibility for the exploration of IOCG-type deposits in this tectonic domain; it amplifies our geological and metallogenetic knowledge about these deposits, and is the first description of the IOA deposits in Brazil.

## 5.12 Acknowledgments

The authors thank CNPq (Proc. 481713/2013-1), the National Institute of Science and Technology of Tectonic Studies (CNPq/INCT-ET/Proc.573713 / 2008-1), PROCAD/NF (UFC-UnB), CAPES, Federal University of Ceará, University of Brasília and the University of Campinas for support technical and laboratory. We also acknowledge Gabriel Valentim and the reviewers George Nelson Donovan, and another anonymous, for their constructive comments that greatly enriched the work.

This study was financed in part by the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Finance Code 001.

## 6 INFORMAÇÕES GEOLÓGICAS COMPLEMENTARES

Além dos aspectos geológicos e metalogenéticos já apresentados no capítulo 5, alguns dados geológicos obtidos com a evolução deste trabalho que não foram inseridos nesse capítulo, e que dão suporte a geologia e o modelo genético da mineralização encontram-se descritos abaixo.

### 6.1 Litoestratigrafia

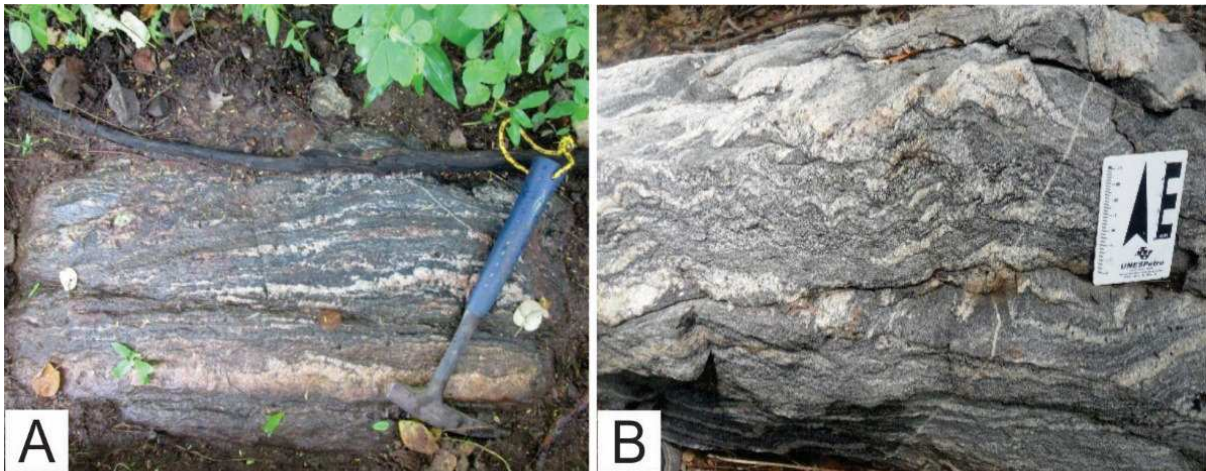
As associações litológicas que não foram comentadas no artigo serão descritas a seguir de forma a complementar o trabalho de caracterização geológica e petrográfica. Dentre os litotipos discutidos no capítulo anterior quatro se destacam pelo seu significado tectônico, pelo domínio geográfico ou pela estreita relação com as mineralizações. São eles: os gnaisses paraderivados do Complexo Ceará e os migmatitos do Complexo Tamboril Santa Quitéria que recobrem mais de 30% da área; os granitóides Santa Quitéria representados por granitos a monzogranitos, por vezes porfiríticos ocasionalmente ocorrendo como bloco potassificados; e os gabros/diabásios, que ocorrem como corpos quilométricos recortando todas as outras unidades.

#### 6.1.1 Complexo Ceará

##### 6.1.1.1 Gnaisses e migmatitos paraderivados

Afloram como lajedos com tamanhos métricos a decamétricos, geralmente bastante alterados, ou como blocos dispersos em toda área, associados às calcilicáticas, aos gabros e as mineralizações. Apresenta granulação média a grossa, com foliação segundo a direção N-S ou por vezes esta se apresenta dobrada com forte orientação segundo os cristais de minerais máficos (Figura 35). São classificados como biotita gnaisses de granulação média a grossa, com ou sem granda, com bandas máficas compostas por biotita e/ou anfibólio e bandas félsicas formadas por quartzo, k-feldspato, plagioclásio e muscovita, e por vezes apresentando também granada.

Figura 35- a) Gnaiss pelítico mostrando bandas leucocráticas apresentando mobilizados em faixas difusas leucocráticas de composição quartzo feldspáticas.b) Mesma rocha com aspecto bandado.



Fonte: elaborado pelo autor.

A análise microscópica mostra uma rocha com textura granolepidoblástica orientada, anisotrópica, com alternância de micrólitos félsicos com filmes de biotita. A trama é de uma rocha com xistosidade incipiente compondo um metagranodiorito. A assembleia mineral é constituída por biotita (42%), quartzo (22%), plagioclásio (20%), muscovita (10%), opacos (4%) e zircão (2%).

Os cristais de biotita são de cor marrom a bege, subedrais, com hábitos lamelares em contatos retos a interdigitados com quartzo, plagioclásio e muscovita. Ocorrem concentrados nos planos de xistosidade e estão praticamente segregadas dos outros minerais de natureza não lamelar, estando localmente, alteradas para muscovita (Figura 35a).

O quartzo aparece como cristais granulares anedrais, em forma arredondada com tamanhos que variam de 0,2 a 1 mm. São abundantes e associados às muscovitas e localmente inclusos nas biotitas da foliação, alguns possuem textura de recristalização com sentido de cisalhamento dextral.

Os cristais de plagioclásio são subedrais, em formatos tabulares, e contatos retos a irregulares com quartzo e muscovita. Estão pobremente distribuídos e localmente associados às muscovitas.

As muscovitas são subedricas, com formas tabulares a lamelares, em contatos retos a serrilhados com minerais de quartzo, plagioclásio e biotita. Os cristais formam aglomerados inseridos em meio à foliação de biotitas, tendendo a permanecer nos micrólitos associados ao quartzo e não apresentam orientação preferencial.



Os minerais acessórios são os opacos e o zircão. Os opacos estão mais associados às biotitas e enquanto o zircão ocorre incluso nas biotitas.

### **6.1.2 Complexo Tamboril Santa Quitéria**

#### **6.1.2.1 Diatexitos e Metatexitos**

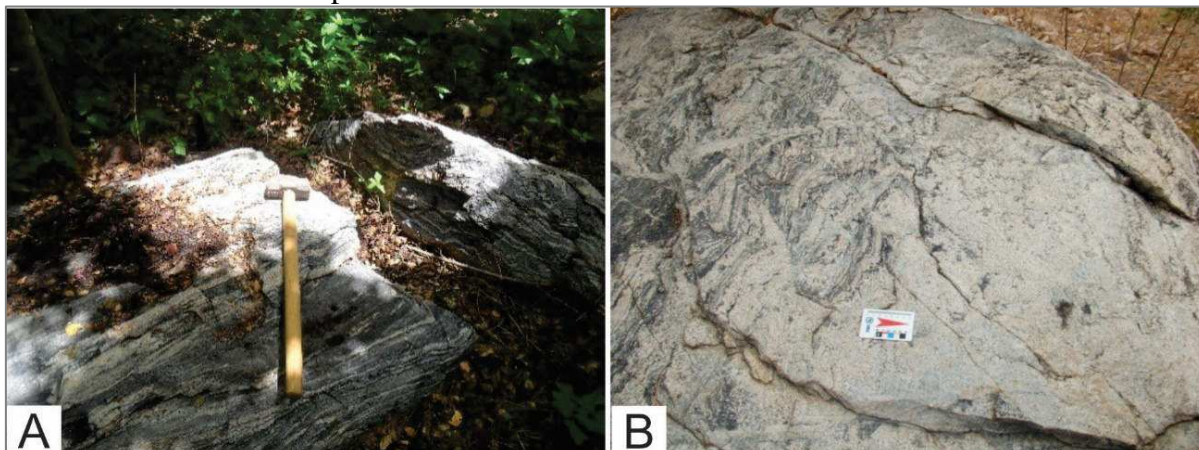
Os metatexitos são as rochas dominantes na área e afloram como lajedos exibindo variação faciológicas que vão de granodiorítica a granítica. Apresentam estruturas bandadas, tipo estromatolítica, marcadas por alternâncias de faixas leucocráticas compostas por plagioclásio, k-feldspato e quartzo, e faixas melanocráticas representadas por anfibólio e biotita (Figura 36a). Sua passagem para os diatexitos é progressiva, refletindo apenas uma maior taxa de fusão. Os diatexitos possuem estruturas e texturas pré-fusão bastante obliteradas, comumente mais isotrópica, com estruturas nebulíticas. São geralmente de composição monzogranítica, com mineralogia semelhante aos termos anteriores, mas com porcentagem maior de feldspato potássico. Apatita e titanita são acessórios comuns nos dois termos. Os agregados de minerais máficos microgranulares e/ou agregados restíticos são testemunhos de fusão parcial ou demonstram uma fase pós-magmática resultado das atividades de fluidos tardios. (Figura 36b)

Ambos afloram predominantemente na parte central da área e seguem um *strike* grosseiramente N-S, com destaque aos granitos de anatexia, que dominam o leste da área (e.g. Granito Serra do Picote, como identificado por Costa *et. al.*, 2011).

A sudoeste e centro-norte, os migmatitos (metatexitos e diatexitos) são cortados por granitoides e corpos básicos pós-brasilianos, marcados também frequentemente por uma rede de fraturas, e, mais a sul, são cortados por falhas e zonas de cisalhamento inferidas e encobertas.



Figura - 36a) metatexito mostrando alternância de faixas leucocráticas e melanocráticas. b) diatexitos com estruturas pré fusão



Fonte: Elaborado pelo autor.

Em lâmina delgada apresentam textura hipidiomórfica alotriomórfica, de granulação média a grossa, inequigranular e composição a base de plagioclásio (35%-30%), hornblenda (15%-15%), feldspato potássico (15%-25%), quartzo (20%-25%), biotita (5%-5%), e apatita, zircão, opacos, clorita e titanita como acessórios e secundários (3%-3%).

O plagioclásio ocorre como cristais granulares subédricos a anédricos, de tamanhos variados (0,2 a 0,7 mm) e se apresenta sempre com aspecto turvo, devido à presença de  $Fe^{2+}$  liberado de sua estrutura, provavelmente, como resultado de interação com fluidos das encaixantes. Esse processo de alteração tardia a pós-magmática é intenso levando também à formação de mica branca. Os cristais se apresentam com tamanhos menores que os feldspatos potássicos geralmente com contatos retos e com microestruturas de deformação, como geminação “curvada”.

A hornblenda ocorre como cristais subédricos tabulares chegando até 3 mm, perfazendo 15% do volume da rocha. Aparecem tanto como minerais essenciais como secundário. Estes últimos apresentam pleocroísmo que varia de verde a marrom esverdeado, às vezes com inclusões de quartzo e opacos. Comumente, estão alterados para clorita, biotita e opacos (Figura 37a).

Os cristais de feldspato potássico são dominantes (40%). São geralmente mais límpidos que os do plagioclásio, com alguns cristais exibindo textura tabuleiro de xadrez e maclas polissintéticas. Localmente, apresentam-se pertitizados, em “filetes” e em “chamas”.

O quartzo, comumente granular, possui extinção ondulante e está, em geral, recristalizado em subgrãos. Seus cristais raramente ultrapassam 0,02 mm e estão em contato lobulados com os cristais de feldspato potássico, plagioclásio e hornblenda.

Titanita é o mineral acessório dominante que ocorre como cristais anedrais, com birrefringência alta, pleocroísmo marrom alaranjado a marrom escuro, chegando até 0,04 mm. Associa-se aos minerais opacos, de onde parece provir como produtos de alteração, e às vezes, exhibe maclas polissintéticas. A reação de Ca e Si liberado pelo plagioclásio (para formação de mica branca), com o Ti dos opacos pode explicar a formação deste silicato. O Ca e Si, também podem ser provenientes da desestabilização do anfibólio ou do próprio líquido magmático.

A apatita ocorre em pequenas quantidades como cristais inclusos nos plagioclásios, podendo chegar a 0,01 mm.

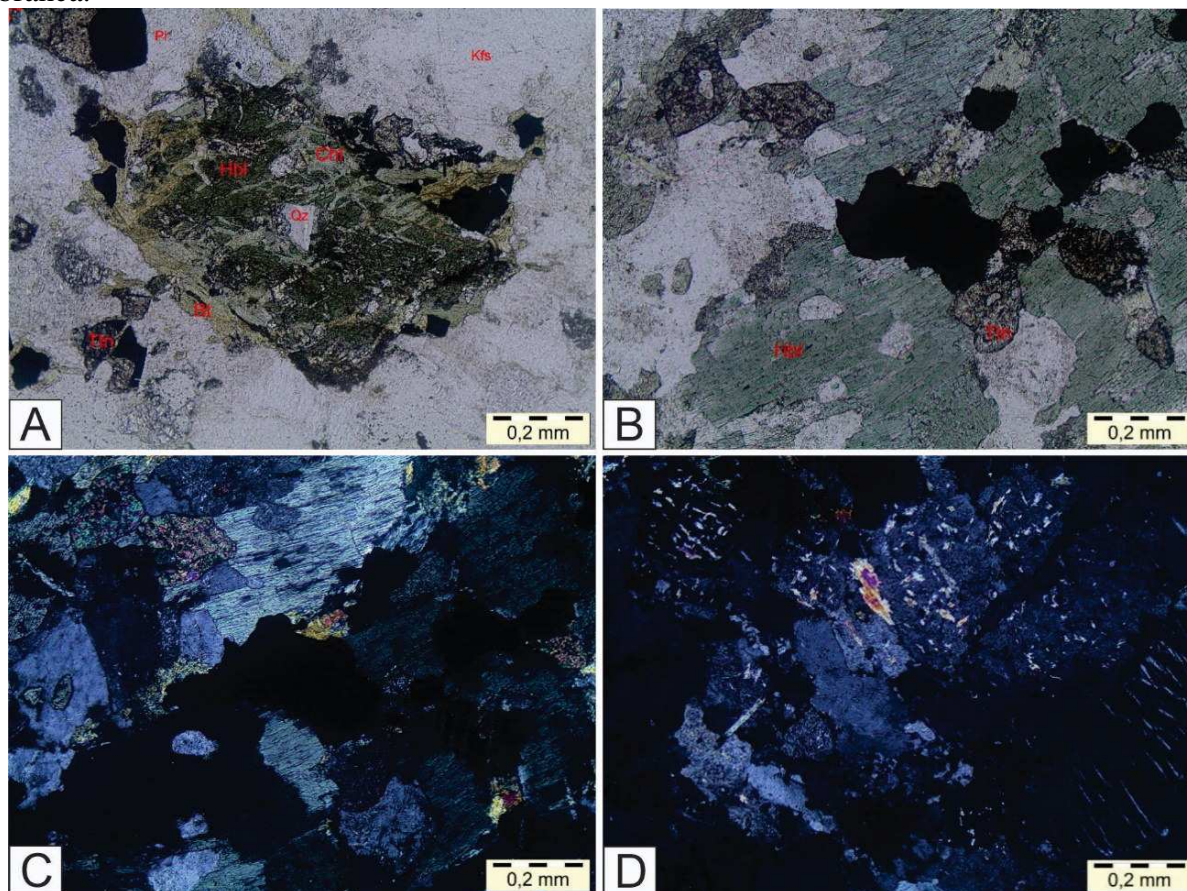
Os opacos variam entre 0,01 e 0,04 mm, geralmente associados aos minerais ferromagnesianos e aos demais acessórios, em particular a titanita. A associação com este último ocorre comumente como cristais subedrais.

A mica branca associa-se basicamente aos cristais de feldspatos (plagioclásio e feldspatos potássicos), e ocorre sob forma de microlamelas, incolores, raramente ultrapassando os 0,02 mm.

A biotita aparece como cristais subedrais a anedrais, lamelares ou nos interstícios dos opacos. Exibe pleocroísmo amarelo castanho a marrom, e associada à hornblenda, como seu produto de alteração. Aparece também pseudomorfosando anfibólios com pleocroísmo castanho esverdeado e extinção oblíqua.

Clorita ocupa espaços intersticiais e microfraturados de cristais maiores de hornblenda como produto de alteração destes e de biotita. Associados a estes minerais ocorrem opacos neoformados de formas anedrais.

Figura 37 - a) Desestabilização da hornblenda para biotita e clorita; b) relação estreita entre opacos hornblenda e titanita.c) em luz polarizada.d) substituição de feldspato para mica branca.



Fonte: Elaborado pelo autor.

#### 6.1.2.2 Granitóides Santa Quitéria

Os granitóides Santa Quitéria constituem núcleos na unidade predominantemente diatexítica. A unidade é composta por rochas de graníticas, por vezes com porfiroclastos de k feldspato, quartzomonzonítica e monzodiorítica, com característica metaluminosa e afinidade cálcio-alcálica de alto-K. Por razões de domínio geográfico e de associação com mineralização o granito porfirítico será o litotipo abordado aqui.

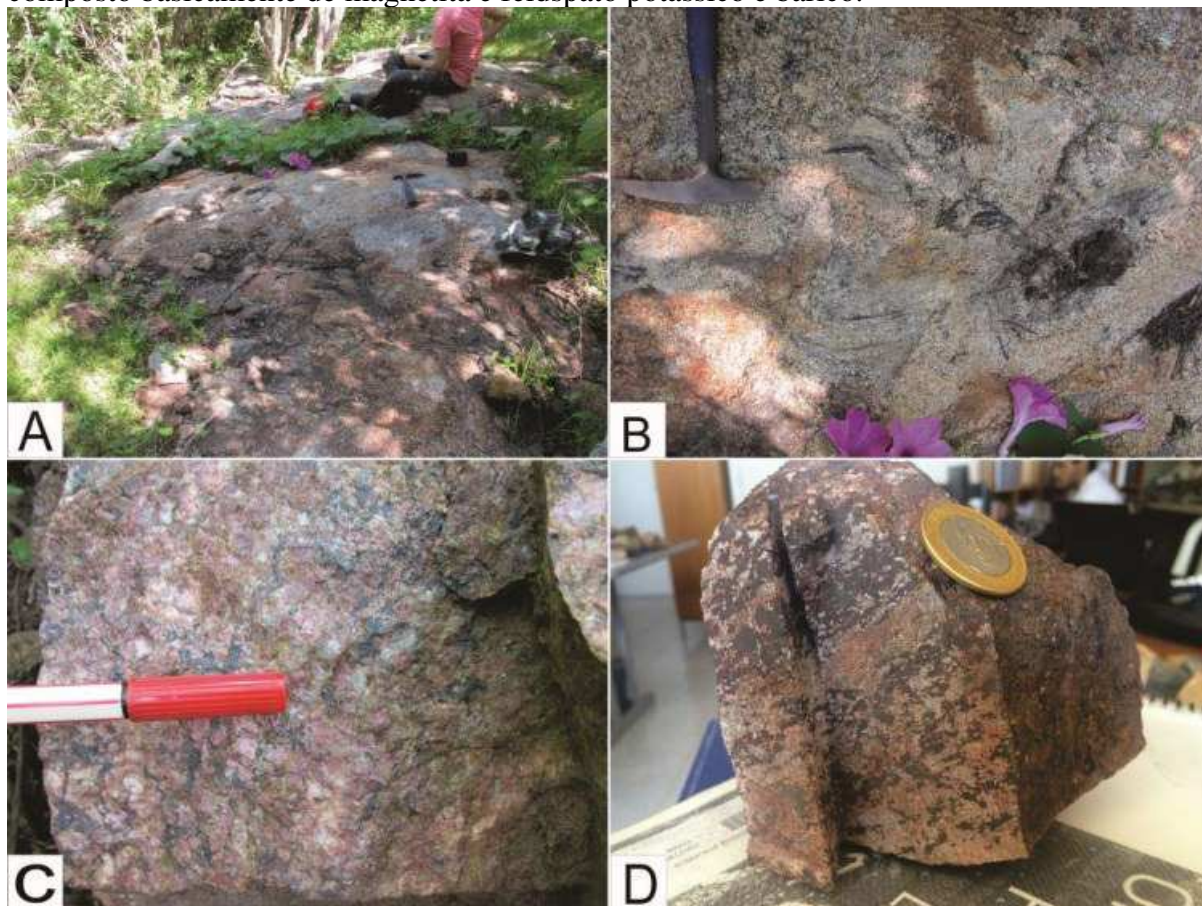
Essas rochas ocorrem como matacões e lajedos situados principalmente no setor norte da área, próximos as ocorrências de ferro tipo hematítico-apatítico e as rochas gabróicas podendo chegar a formar pequenas elevações na bacia. Localmente, exibem um arranjo em textura fluidal, marcada pela orientação de cristais tabulares de feldspato alcalino (Figura 6.7), e são recortados por diques aplíticos, de tamanho centimétrico, compostos por quartzo e k-feldspato. São rochas de coloração rosada a cinza, constituídas por feldspato potássico,



plagioclásio e quartzo com fenocristais de feldspato potássico prevalecendo sobre os de plagioclásio. São leucocráticos, holocristalinos, inequigranulares a porfiríticos. Os fenocristais de k-feldspato com tamanhos variam de 1 a 5 centímetros, imersos numa matriz, de granulação grossa, composta por biotita, quartzo e plagioclásio.

Localmente, encontra se blocos graníticos dispersos exibindo alteração ferro-potássica muito provavelmente representando uma fase de alteração imposta sobre o granito. Devido seu modo de ocorrências e o difícil acesso, as relações de contato destas rochas com o minério e/ou granito não puderam ser estabelecidas. Análise petrográfica mostra uma rocha bastante alterada composta basicamente por feldspato, quartzo e hematita e magnetita. Adicionalmente, análises de microsonda eletrônica de varredura realizada por Uchoa e Castro (2015), revelaram porcentagens elevadas de sílica, potássio, bário, alumínio, sódio. A rocha foi interpretada como granito com hialofano (feldspato bárico), mineral este comumente associado a depósitos hidrotermais.

Figura 38 - a) e b) Afloramento de granitóide com porções restíticas. Granito hidrotermalizado composto basicamente de magnetita e feldspato potássico e bárico.



Fonte: Elaborado pelo autor.

Sob o microscópio o granito porfirítico apresenta textura granular hipidiomórfica, não orientada, com uma trama isotrópica, apresentando algumas texturas mimerquíticas. A assembleia mineralógica constitui-se de plagioclásio (30%), biotita (20%), quartzo (18%), microclina (12%), ortoclásio (10%), opacos (7%) e zircão (1%). Os blocos com alteração ferro potássica apresentam K-feldspato (40%), quartzo (30%), muscovita (15%) e hematita/ magnetita (15%).

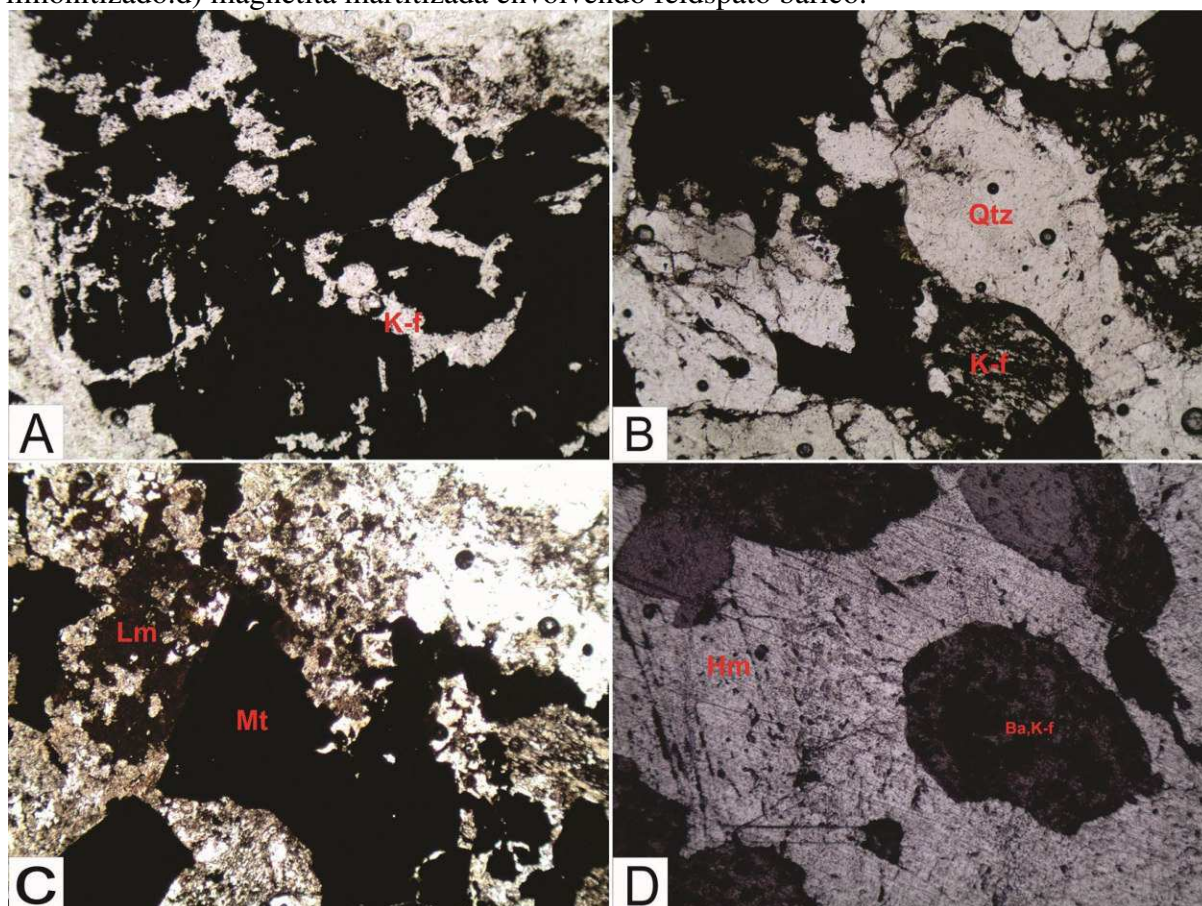
Os cristais de plagioclásios são subedrais, com formas tabulares, em contatos retos a irregulares com quartzo, biotita e opacos. Estão dispersos na matriz, de granulação grossa, e exibem geminação polissintética bem marcada e desenvolvida.

As biotitas são subedrais, lamelares a tabulares associadas com plagioclásio e quartzo. Os cristais de quartzo são subedrais, subarredondados e apresentam fraca extinção ondulante, ocorrendo, por vezes, em textura mimerquítica dentro do plagioclásio.

Os cristais de ortoclásio são subedrais, tabulares e em contatos retos a irregulares com os demais minerais. Apresentam dimensões em torno de 2, 5 mm e formam algumas texturas peritíticas. Possuem a típica geminação Carlsbad. A microclina ocorre como cristais subedricos, tabulares a granulares e em contatos retos a sinuosos com quartzo, biotita, plagioclásio e opacos. É possível que se tenha duas gerações de K-feldspato. A primeira geração apresenta ortoclásio microclinas resultantes da cristalização magmática. Enquanto que a segunda é resultante de processos hidrotemais.

Entre os acessórios, os opacos ocorrem como cristais subedrais a anedrais, granulares e em contatos sinuosos com biotita, quartzo e feldspatos. Alguns cristais são de magnetita. O zircão apresenta-se em forma de bastão, incluso em biotita, com o eixo “c” de tamanho alongado a médio.

Figura 39 - a) Lamina em luz natural mostrando feldspato potássico sendo envolvido por uma fase de óxido de ferro definida por magnetita. b) Quartzo e feldspato alterado. c) fase de óxido limonitizado. d) magnetita martitizada envolvendo feldspato bórico.



Fonte: Elaborado pelo autor.

### 6.1.3 Rochas Máficas

#### 6.1.3.1 Gabro

As rochas básicas da área de estudo estão representadas por rochas gabroicas que ocorrem como corpos intrusivos, diques e em forma de blocos. Os corpos intrusivos, em mapa aerogeofísico parecem abranger uma área de aproximadamente 500 metros de diâmetro. A assinatura gamaespectrométrica é caracterizada pela ausência dos canais K, U, e Th, adquirindo no mapa cor preta e forma circulares. Chegam a formar serrotes e as relações de campo indicam se tratar de corpos intrusivos de dimensões quilométricas aparecendo inclusive recortando a bacia (Figura 40a)



Possuem granulação média a grossa, inequigranular, mesocrática, com magnetismo moderado, apresentando ocasionalmente foliação esferoidal (Figura 40b). O plagioclásio ocorre como cristais milimétricos, por vezes idiomórficos, e o clinopiroxenio aparece com maior frequência como cristais eudrais.

As suas melhores exposições estão localizadas na parte noroeste e central da área, onde aparecem sustentando um pequeno serrote com desnível topográfico da ordem de 30 a 60 m.

Figura 40 - a) janela de rocha gabróica dentro da bacia aflorando como lajedo bastante fraturado. b) Serrote sustentado por rochas gabróicas bastantes alteradas exibindo alteração esferoidal.



Fonte: Elaborado pelo autor.

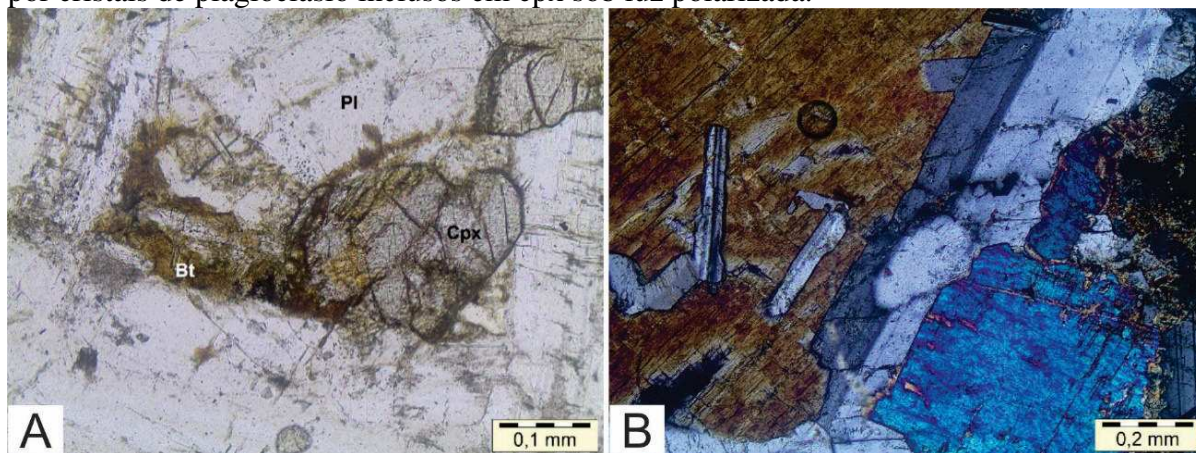
A assembleia mineral da rocha é composta predominantemente por plagioclásio 60% e augita 35%, além de minerais acessórios e opacos que perfazem cerca de 5% do volume da rocha. Apresentam textura hipidiomórfica, subofítica, com cristais de plagioclásio, às vezes inclusos nos piroxenios, estes últimos por sua vez, alterados parcialmente para biotita e opacos. Biotita e rutilo constituem a paragênese de alteração hidrotermal.

O plagioclásio exibe tamanho entre 0,14 e 1,4 mm nos fenocristais, alguns com geminação periclina, contatos retilíneos, formas eudrais a subedrais.

A augita consiste preferencialmente de grãos prismáticos euédricos a subédricos entre 1 mm e 2 mm, às vezes, englobando os cristais de plagioclásios entre 0,10 mm e 0,40 mm definindo uma textura ofítica. Associado a esses piroxênios, presentes na borda encontram-se opacos caracterizados como ilmenita, o que permite classificar o clinopiroxenio como titano-augita.

A biotita é neoformada e tem tamanho entre 0,50 e 0,95 mm. Ocorre como produto de alteração da augita com formas anedrais e entre os interstícios dos clinopiroxênios preenchendo microfraturas resultante de processos hidrotermais.

Figura 41a) clinopiroxênio alterado parcialmente para biotita. b) textura subofítica definida por cristais de plagioclásio inclusos em cpx sob luz polarizada.

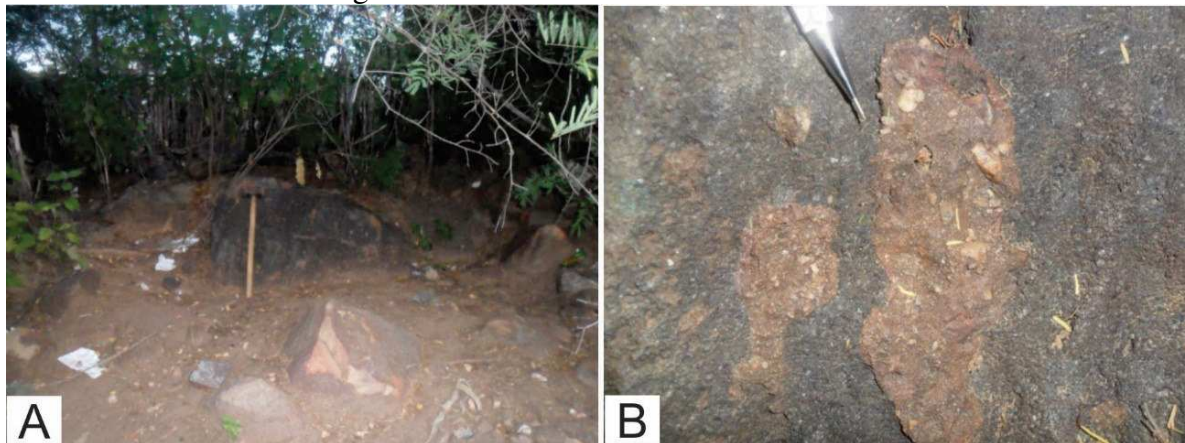


Fonte: Elaborado pelo autor

#### 6.1.4 Minério Hematítico

Na estrada que leva ao morrote sustentado pelo minério hematítico são encontrados blocos deste minério envolvendo conglomerados e/ou clastos interpretados como porções remanescentes da Bacia. Isto implica que o minério do tipo hematítico pode ser o mais novo de todos e mais recente que a Bacia. No entanto, esta feição só fora registrado em um local, e de certa forma, ainda não fornece suporte suficiente para confirmar esta teoria (Figura 42).

Figura 42 – Blocos de minério Hematítico.



Fonte: Elaborado pelo autor. a) blocos de minério hematítico parcialmente coberto por sedimentos. b) “enclaves” de rochas sedimentar envolvido pelo minério.

## 7 DISCUSSÕES COMPLEMENTARES

Considerando o conjunto de informações obtidas, faz-se necessário acrescentar algumas considerações a respeito de temas abordados neste trabalho.

O uso da aeromagnetometria foi fundamental na determinação de alvos e mostrou as ocorrências associadas aos altos magnéticos; a gamaespectrometria ressaltou as zonas com possíveis enriquecimento de potássio, e abriu uma discussão sobre a existência de um possível IOCG em ambos setores da área de estudo; Apesar de encontrado blocos com fases hidrotermais semelhantes aos depósito IOCG, o setor norte ainda carece de estudos que possam dar mais consistência à teoria proposta; Os resultado radiométricos alertaram também para alguns aspectos importantes que precisam ser considerados durante sua interpretação, como o relevo, rede de drenagem e regolito.

Adicionalmente os dados aerogeofísicos quando comparados com resultados de (Padilha et al. 2014 e 2017) e Silva (2015), tornam a região promissora do ponto de vista prospectivo e, sua integração com os dados isotópicos e de química mineral dão mais suporte ao modelo de evolução proposto para a área. A zonas condutoras mostradas no levantamento magnetotelúrico e IP, por exemplo, podem estar relacionada a presença de mineralizações sulfetadas.

No que diz respeito aos processos de formação dos depósitos tipo IOA, é importante acrescentar que recentemente Troll et al. (2019) através de correlação global de isótopos de Fe-O em diferentes depósitos no mundo revelaram um minério predominantemente de origem magmática podendo conter localmente uma fase hidrotermal. Essas conclusões corroboram com os resultados alcançados neste trabalho.

## REFERÊNCIAS

- ABREU, F. A. M.; HASUI, Y.; GORAYEB, P. S. S. **Grábens eopaleozóicos do oeste cearense: considerações sobre as seqüências lito-estratigráficas.** *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 37. São Paulo. Anais...São Paulo: SBG, p. 300-301, 1993.
- ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. **Brazilian Structural Provinces: an introduction.** *Earth Sciences Reviews*, [s.l.], v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, F. F. M. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, [s.l.], v. 7, p. 349–364, 1977.
- ALMEIDA, A. R.; ULBRICH, H. H. G. J.; McREATH, I. **O Batólito Quixadá Petrologia e Geoquímica.** *Revista de Geologia*, [s.l.], v. 12, p. 29-52, 1999.
- AMARAL, W. S. **Integração de dados aerogeofísicos e sua contribuição a evolução geodinâmica do Domínio Ceará Central, Província Borborema.** Dissertação (Mestrado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, p. 161, 2007.
- AMARAL W.S. & SANTOS T.J.S.; **Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain, eastern region of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province.** *Revista Brasileira de Geofísica*, [s.l.], 26(4): p. 527-542, 2008.
- AMARAL, W. S. **Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema.** Tese (Doutorado em Geologia) – Instituto de Geociências, Universidade de Campinas, Campinas, 256 p, 2010.
- ARTHAUD, M. H. **Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará - Domínio Central, NE Brasil: da sedimentação à colisão continental brasileira.** Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 132 p, 2007.
- ARTHAUD, M. H.; CABY, R.; FUCK, R. A.; DANTAS, E. L.; PARENTE, C. V. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In: PANKHURST, R. J.; TROUW, R. A. J.; BRITO NEVES, B. B.; DE WIT, M. J. (org.), West Gondwana: Pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic Region.* London Geological Society, Londres, p. 49-67, 2008.
- ARTHAUD, M.H., FUCK, R.A., DANTAS, E.L., SANTOS, T.J.S., CABY, R., ARMSTRONG, R. **The Neoproterozoic Ceará Group, Ceará Central domain, NE Brazil: Depositional age and provenance of detrital material. New insights from U - Pb and Sm -Nd geochronology.** *J. South Am. Earth Science*. [s.l.], 58, p. 223-237, 2015.
- BARRA, F., REICH, M., SELBY, D., ROJAS, P., SIMON, A.C., SALAZAR, E., AND PALMA, G. **Unraveling the origin of the Andean IOCG clan: A Re-Os isotopes approach:** *Ore Geology Reviews*, [s.l.], v. 81, p. 62–78, 2017.
- BARTON, M. D.; JOHNSON, D. **A Evaporitic-source model for igneous-related Fe oxide-(REE-Cu-Au-U) mineralization.** *Geology*, [s.l.], v. 24, n. 3, p. 259-262, 1996.



BARTON, M. D.; JOHNSON, D. A. **Alternative brine sources for Fe-oxide (-Cu Au) systems:** Implications for hydrothermal alteration and metals. Australian Mineral Foundation, Glenside, South Australia, p. 43-60, 2000.

BARTON, M D. et al. Footprints of Fe-oxide (-Cu-Au) systems. **University of Western Australia Special Publication**, [s.l.], v. 33, p. 112-116, 2004.

BELOUSOVA, E.A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y., Fisher, N.I. **Apatite as an indicator mineral for mineral exploration:** trace-element compositions and their relationship to host rock type. *Journal of Geochemical Exploration* 76 (2002) 45–69 Best, M. G., 2003. *Igneous and Metamorphic Petrology*. [s.l.], 2ªEd. Blackwell Publishing, p. 729, 2002.

BILENKER, L., SIMON, A.C., REICH, M., LUNDSTROM, C., BINDEMAN, I., AND MUNIZAGA, R. **Fe-O stable isotope pairs elucidate a high-temperature origin of Chilean iron oxide-apatite deposits:** *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s.l.], v. 177, p. 94–104, 2016.

BOCTOR, N.Z., POPP, R.K., AND FRANTZ, J.D. **Mineral-solution equilibria—IV. Solubilities and the thermodynamic properties of Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> in the system Fe<sub>2</sub> O<sub>3</sub> - H<sub>2</sub> -H<sub>2</sub> O-HCl:** *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s.l.], v. 44, p. 1509–1518, 1980.

BRASIL. Ministério da Educação. **Fundação Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior.** Portaria nº 206, de 4 de setembro de 2018. Diário Oficial da União, Brasília, nº 172, 5 set. 2018. Seção 1, p. 22, 2018.

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. **Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil.** In: CORDANI, U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Org.), *Tectonic Evolution of South America*. XXXI International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 151–182, 2000.

CABY R. **Terrane assembly and geodynamic evolution of central–western Hoggar:** a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, [s.l.], v. 37 (3-4): p.133-159, 2003.

CASTRO, N. **Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taperuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema).** Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 221 p. 2004.

CAVALCANTE, J. C.; VASCONCELOS, A. M.; MEDEIROS, M. F.; PAIVA, I. P.; GOMES, F. E. M.; CAVALCANTE, S. N.; CAVALCANTE, J. E.; MELO, A. C. R.; DUARTE NETO, V. C.; BENEVIDES, H. C. **Mapa Geológico do Estado do Ceará – Escala 1:500.00.** Ministério das Minas e Energia/CPRM. Fortaleza, [s.n.], 2003.

CARLON, C. J. **Iron oxide systems and base metal mineralisation in northern Sweden.** In: Porter, T. M. (ed.) *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*. Adelaide: Australian Mineral Foundation, p. 283-296, 2000.

CASTRO, J. P. & UCHOA FILHO, R. C.; **Mapeamento geológico e caracterização das ocorrências de ferro hidrotermal do tipo iocg ao noroeste do município de Ararendá – Ce.** Trabalho de Conclusão de curso. Universidade Federal do Ceará, 2015.

CHEN, H. **External sulphur in IOCG mineralization: Implications on definition and classification of the IOCG clan.** *Ore Geology Reviews* [s.l.], v. 51; p.74-78, 2013.

CHOU I. M. AND EUGSTER H. P. **Solubility of magnetite in supercritical chloride solutions.** *Am. J. Sci.* [s.l.], v. 277, p.1296-1314, 1977.

CIOBANU, L. C., COOK, N. J. **Skarn Textures and a Case Study: the Ocna de Fier-Dognecea Orefield, Banat, Romania.** *Ore Geology Reviews*, [s.l.], v. 24, p.315-370, 2004.

CORRIVEAU, L. **Iron oxide-copper-gold ( $\pm$ Ag  $\pm$ Nb  $\pm$ P  $\pm$ REE  $\pm$ U) deposits: A Canadian perspective.** In: Goodfellow WD (Ed.) *Mineral deposits of Canada: a synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces and exploration methods*, Geological Association Canada, Mineral Deposit Division, Special Publication [s.l.], v. 5, p. 307-328, 2007.

CORRIVEAU, L., MONTREUIL, J.F., AND POTTER, E.G. **Alteration Facies Linkages Among Iron Oxide Copper-Gold, Iron Oxide-Apatite, and Affiliated Deposits in the Great Bear Magmatic Zone, Northwest Territories, Canada.** *Economic Geology*, v. 111, p. 2045-2072. 2016.

COSTA F.G., GANADE DE ARAÚJO C.E., AMARAL W.D.S., VASCONCELOS A.M., RODRIGUES J.B. **Idade U-Pb (LA-ICPMS) em zircão e isótopos de Nd para granitoides do Complexo Tamboril-Santa Quitéria, Domínio Ceará Central: implicações para magmatismo neoproterozoico sin-colisional no domínio norte da Província Borborema.** *Geologia. USP Série Científica*, [s.l.], v. 13: p.159-174, 2013.

DALIRAN, F.; STOSCH, H. G.; WILLIAMS, P.J.; JAMALI, H.; DORRI, M. **Lower Cambrian Iron Oxide–Apatite–REE (U) Deposits of the Bafq District, East-Central Iran.** Short. The Geology Association of Canada, Short Course Notes, [s.l.], v. 20, p. 147-159, 2010.

DARE, S.A.S., BARNES, S-J., BEAUDOIN, G., MÉRIC, J., BOUTROY, E., POTVIN-DOUCET, C. **Trace elements in magnetite as petrogenetic indicators.** *Mineralium Deposita*; [s.l.], v. 49, (7), p.785-796, 2014.

DARE, S. A.S., BARNES, S-J., BEAUDOIN, G. **Did the massive magnetite “lava flows” of El Laco (Chile) form by magmatic or hydrothermal processes? New constraints from magnetite composition by LA-ICP-MS.** *Mineralium Deposita* [s.l.], v. 50, p. 607–617, 2015.

DUPUIS. C., BEAUDOIN. G. **Discriminant diagrams for iron oxide trace element fingerprinting of mineral deposit types.** *Mineralium Deposita*, [s.l.], v. 46, p. 319-335, 2011.

EDFELT, A.THE TJÄRROJÄKKA **Apatite-Iron and Cu (-Au) Deposits, Northern Sweden.** Thesis for the Degree of Doctor of Philosophy. Division of Ore Geology and Applied Geophysics Luleå University of Technology. [s.l.], p.167, 2007.

EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. **O Novo Mapa de Solos do Brasil.** Escala 1:5.000.000. 2011.



- FETTER, A. **U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geologic history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of Gondwana.** 1999. Tese (Ph.D. em Geologia) – Department of Geology, Kansas University, Lawrence, p. 164, 1999.
- FETTER, A. H., SANTOS, T. J., VAN SCHMUS, W. R., HACKSPACHER, P. C., BRITO NEVES, B. B., ARTHAUD, M. H.; **Evidence for Neoproterozoic continental arc magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the assembly of west Gondwana.** *Gondwana Research*, [s.l.], v. 6, p. 265-273, 2003.
- FOOSE M. P. AND MCLELLAND J. M. **Proterozoic low-Ti iron-oxide deposits in New York and New Jersey: Relation to Fe-oxide (Cu–U–Au–rare earth element) deposits and tectonic implications.** *Geology*, [s.l.], v. 23, n. 7, p. 665–668, 1995.
- FÖRSTER, H.; JAFARZADEH, A. **The Bafq mining district in central Iran - a highly mineralized infracambrian volcanic field.** *Economic Geology*, [s.l.], v. 89, p. 1697-1721, 1999.
- FRIETSCH, R.; **On the magmatic origin of iron ores of the Kiruna type: ECON. GEOL.,** [s.l.], v. 73, p. 478-485, 1978.
- Ganade de Araujo, C. E., Cordani, U. G., Weinberg, R. F., Basei, M. A., Armstrong, R., Sato, K., 2014. **Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE-Brazil): Clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites.** *Lithos*, [s.l.], vol. 202-203, p. 167-189, 2014.
- GANADE DE ARAUJO, C. E. **Evolução Tectônica da Margem Ativa Neoproterozóica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-BRASIL).** 2014. Tese (Doutorado em Geoquímica e Geotectônica) – Universidade de São Paulo, São Paulo, p. 184, 2014.
- GARCIA, M. G. M., ARTHAUD M. H. **Caracterização de trajetórias P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena - Ceará Central (NE Brasil).** *Revista de Geologia - UFC*, v. 17(2), p.173-191, 2004.
- GARCIA, M. G. M.; ARTHAUD, M. H.; SANTOS T. J. S.; NOGUEIRA NETO, J. A. **Retroeclogitos nas nappes brasileiras do Domínio Ceará Central, Província Borborema: dados texturais e termobarométricos preliminares.** *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, v. 43. Aracaju. Anais...Aracaju: SBG, p. 23, 2006.
- GÓES, A. M.; FEIJÓ, F. J. **Bacia do Parnaíba.** *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, [s.l.], v. 8, n. 1, p. 57-67, 1994.
- GOMES, I. P. **Caracterização Petrográfica e Petroquímica dos Granitos tardi a pós-tectônicos da região de Santa Quitéria-Ceará, Brasil.** 2006. Dissertação (Mestrado em Geologia Regional) – Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, p. 184, 2006.

GNOJEK, I., & PRICHYSTAL, A. **A new zinc mineralization detected by airborne gamma-ray spectrometry in northern Moravia (Czechoslovakia)**. *Geoexploration*, [s.l.], v. 23: p. 491-502, 1985.

GRANT, F.S. **Aeromagnetism, geology and ore environments, i. Magnetite in igneous, sedimentary, and metamorphic rocks: an overview**. *Geoexploration*, [s.l.], v. 23 (1984/85) p. 303-333, 1984.

GROVES, D. I.; BIERLEIN, F. P.; MEINERT, L. D.; HITZMAN, M. W. **Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits through Earth history: Implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits**. *Economic Geology*, [s.l.], v. 105, p. 641-654, 2010.

HARLOV, D. E. **Titaniferous magnetite±ilmenite thermometry and titaniferous magnetite±ilmenite±orthopyroxene±quartz oxygen barometry in granulite facies gneisses, Bamble Sector, SE Norway: implications for the role of high-grade CO<sub>2</sub>-rich-fluids during granulite genesis**. *Contrib Mineral Petrol* (2000) [s.l.], v. 1139: p. 180±197. 2000.

HARLOV, D.E., ANDERSSON, U.B., FÖRSTER, H.J., NYSTRÖM, J. O., DULSKI, P., BROMAN, C. **Apatite-monazite relations in the Kiirunavaara magnetite-apatite ore, northern Sweden**. *Chem. Geol.* [s.l.], p. 191, 47-72, 2002.

HAWKES, N., CLARK, A., MOODY, T.C. **Marcona and Pampa de Pongo: Giant Mesozoic Fe-(Cu, Au) Deposits in the Peruvian Coastal Belt**. In: Porter, T.M., Ed., *Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective*, v. 2, PGC Publishing, Adelaide, p. 115-130, 2002.

HEMLEY, J.J., HUNT, J.P. **Hydrothermal Ore-Forming Processes in the Light of Studies in Rock-Buffered Systems: II. Some General Geologic Applications**. *Economic Geology*, [s.l.], v. 87, p. 23-43, 1992.

HENRÍQUEZ, F., AND MARTIN, R. F., **Crystal growth textures in magnetite flows and feeder dykes, El Laco, Chile**: *Canadian Mineralogist*, v. 16, p. 581-589, 1978.

HITZMAN, M. W.; ORESKES, N.; EINAUDI, M. T. **Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits**. *Precambrian Research*, v. 58, p. 241-287, 1992.

HITZMAN, M.W. **Iron Oxide-Cu-Au deposits: What, where, when, and why**, in Porter, T. M., ed., *Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits a global perspective*: Adelaide, Australian Mineral Foundation, v.1, p. 9-26, 2000.

HOU, T.; ZHANG, Z.; KUSKY T. **Gushan magnetite–apatite deposit in the Ningwu basin, Lower Yangtze River Valley, SE China: Hydrothermal or Kiruna-type?** *Ore Geology Reviews*, v. 43, p. 333-346, 2011.

HU, H., LI, J., LENTZ, D., REN, Z., ZHAO, X., DENG, X., AND HALL, D. **Dissolution-precipitation process of magnetite from the Chengchao iron deposit: Insights into ore**

genesis and implication for in situ chemical analysis of magnetite: *Ore Geology Reviews*, [s.l.], v. 57, p. 393-405, 2014.

JONSSON E. NILSON, K. P., HALLBERG, HOGDAHL K. **The Paleoproterozoic apatite-iron oxide deposits of the Grangenberg are Kiruna type deposit in central Sweden.** *In: Nakrem H. A., Harstard A. O. Haukdal G. (eds) NGF abstracts and processindgs*, [s.l.], v. 1, p. 88-8, 2010.

KENDRICK, M. A.; MARK, G.; PHILLIPS, D. **Mid-crustal fluid mixing in a Proterozoic Fe oxide-Cu-Au deposit, Ernest Henry, Australia:** evidence from Ar, Kr, Xe, Cl, Br and I. *Earth & Planetary Science Letters*, [s.l.], v. 256, p. 328-343, 2007.

KNIPPING, J.L., BILENKER, L.D., SIMON, A.C., REICH, M., BARRA, F. DEDITIUS, A.P., WÄLLE, M., HEINRICH, C. A., HOLTZ, F., MUNIZAGA, R.. **Trace elements in magnetite from massive iron oxide-apatite deposits indicate a combined formation by igneous and magmatic-hydrothermal processes.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s.l.], v.171: p. 15–38, 2015.

LEPAGE, L.D. **ILMAT: an excel worksheet for ilmenite–magnetite geothermometry and geobarometry.** *Comput. Geosci*, [s.l.], v. 29 (5), p. 673–678, 2003.

LESQUER, A.; BELTRAO, J. F.; DE ABREU, F. A. M. **Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa:** a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics*, [s.l.], v. 110, p. 9-26, 1984.

LUPULESCU M, PYLE J. **Mining history, mineralogy and origin of the gneiss (granite)-hosted Fe-P-REE and Fe oxide and gabbro-hosted Ti-Fe oxide deposits from the Mineville-Port Henry region, Essex County, NY.** *In: Selleck BW (ed) Fieldtrip Guidebook for the 80th Annual Meeting of the New York State Geological Association*, p. 117-129.2008.

MARIKOS, M.A., NUELLE, L.M., AND SEEGER, C.M., **Geologic mapping and evaluation of the Pea Ridge iron ore mine (Washington County, Missouri) for rare earth element and precious metals potential a progress report:** *U.S. Geological Survey Bulletin* [s.l.], v. 1932, p. 76-81, 1990.

MARKS, M., VENNEMANN, T., SIEBEL, W., MARKL, G. **Quantification of Magmatic and Hydrothermal Processes in a Peralkaline Syenite-Alkali Granite based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes.** *Journal of Petrology*, [s.l.], v. 44 (7), p. 1247-1280, 2003.

MEINERT L.D., DIPPLE G.M., NICOLESCU S. **World Skarn Deposits.** *Economic Geology*. 100th Anniversary, [s.l.], p: 299-336. 2005.

MÉNARD, J. **Relationship between altered pyroxene diorite and the magnetite mineralization in the Chilean iron belt, with emphasis on the El Algarrobo iron deposits, Atacama region, Chile.** *Miner Deposita*, [s.l.], v. 30, p. 268-274, 1995.

MILLIGAN PR & GUNN PJ. **Enhancement and presentation of airborne geophysical data.** *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, v. 17, n. (2): p. 63- 75, 1997.

MONTEIRO, L.V.S., XAVIER, R.P., CARVALHO, E.R., HITZMAN, M.H., CRAIG A., JOHNSON, C. A. **Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil:** paragenesis and stable isotope constraints. *Miner Deposita*, [s.l.], v.43: p.129-159, 2008.

MONTREUIL, J.F., CORRIVEAU, L., POTTER, E.G., DE TONII, A.F. **On the Relationship Between Alteration Facies and Metal Endowment of Iron Oxide-Alkali-Altered Systems, Southern Great Bear Magmatic Zone (Canada).** *Economic Geology*, [s.l.], v. 111, p. 2139–2168, 2016.

MORETO, C.P.N., MONTEIRO, L.V.S., XAVIER, R.P., CREASER, R. A., DUFRANE, S.A., TASSINARI, C. C. G., SATO, K., KEMP, A. I. S., AMARAL W. S. **Neoproterozoic and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil:** Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence. *Economic Geology*, [s.l.], v. 110, p. 809–835, 2015.

MOTA GARCIA, M. G., PARENTE, C.V., SILVA FILHO W.F. **Age of magmatic events in the Eopaleozoic Jaibaras Basin, NE Brazil:** Constraints from U-Pb zircon geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 2018.

MÜCKE, A., CABRAL, A.R. **Redox and nonredox reactions of magnetite and hematite in rocks.** *Chemie der Erde*, v. 65, p. 271–278, 2005.

MUMIN, A.H., SOMARIN, A.K., JONES, B., CORRIVEAU, L., OOTES, L., CAMIER, J. **The IOCG-porphyry-epithermal continuum of deposit types in the Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada:** Geological Association of Canada Short Course Notes, [s.l.], v. 20, p. 59–78, 2010.

NADOLL, P., ANGERER, T., MAUK, J.L., FRENCH, D., AND WALSH, J. **The chemistry of hydrothermal magnetite:** A review: *Ore Geology Reviews*, [s.l.], v. 61, p. 1-32, 2014.

NADOLL, P., MAUK, J.L., LEVEILLE, R.A., KOENIG, A. E. **Geochemistry of magnetite from porphyry Cu and skarn deposits in the southwestern United States.** *Miner Deposita*, [s.l.], v. 50, p. 493–515, 2015.

NASLUND, H. R.; AGUIRRE, R.; DOBBS, F. M.; HENRÍQUEZ F. J.; NYSTRÖM. J. O. **The origin, emplacement, and eruption of ore magmas.** *In: Congreso geológico chileno*, [s.l.], v. 9. Santiago. *Actas...* Santiago: SGC, p. 35-39, 2000.

NASLUND, H.R., HENRIQUEZ, F., NYSTROEM, J.O., VIVALLO, W., DOBBS, F.M. **Magmatic Iron Ores and Associated Mineralisation: Examples from the Chilean High Andes and Coastal Cordillera.** *In: Porter, T.M., Ed., Hydrothermal Iron Oxide Copper-Gold and Related Deposits: A Global Perspective, Volume 2*, PGC Publishing, Adelaide, p. 207-226, 2002.

NOLD, J. L.; DAVIDSON, P.; DUDLEY, M. A. **The pilot knob magnetite deposit in the Proterozoic St. Francois Mountains Terrane, southeast Missouri, USA:** A magmatic and hydrothermal replacement iron deposit. *Ore Geology Reviews*, v. 53, p. 446-469, 2013.

NOLD, J. L., DAVIDSON, P., DUDLEY, M. A. **The Southeast Missouri (USA) Proterozoic iron metallogenic province - Types of deposits and genetic relationships to magnetite–apatite and iron oxide–copper–gold deposits.** *Ore Geology Reviews*, v. 57, p. 154-171, 2014.

NYSTROM, J., HENRÍQUEZ, F. **Magmatic features of iron ores of the Kiruna type in Chile and Sweden: ore textures and magnetite geochemistry.** *Econ. Geol.* [s.l.], v. 89, p. 820-839. 1994.

OLIVEIRA, D. C.; MOHRIAK, W. U. **Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil.** *Marine and Petroleum Geology*, [s.l.], v. 20, p. 351-383, 2003.

ORESQUES, N., AND EINAUDI, M. T. **Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic Dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, South Australia:** *Economic Geology*, [s.l.], v. 85, p. 1-28, 1990.

OSAKO, L. S.; CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; CASTRO, N. A.; PITOMBEIRA, J. P. A. **Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica na porção setentrional da Província Borborema, NE do Brasil.** *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 29, n. 2, p. 309-329, 2011.

OSTROSVSKIY, E. Ya., **Antagonism of radioactive elements in wallrock alterations fields and its use in aerogamma spectrometric prospecting.** *International Geology Review*, [s.l.], v. 17, p. 461- 468, 1973.

OVALLE JT, LA CRUZ NL, REICH M, BARRA F, SIMON AC, KONECKE B, RODRIGUEZ-MUSTAFA MA, CHILDRESS T, DEDITIUS A, MORATA D **Formation of massive iron deposits linked to explosive volcanic eruptions.** *Sci Rep UK*, [s.l.], v.8: p.14855, 2018.

PADILHA, A. L. VITORELLO, Í., PÁDUA, M. B., BOLOGNA, M. S. **Electromagnetic constraints for subduction zones beneath the northwest Borborema province: Evidence for Neoproterozoic island arc–continent collision in northeast Brazil.** *Geology*, [s.l.], v. 42;(1); p. 91–94, 2014.

PADILHA, A. L., VITORELLO, Í., PÁDUA, M. B, FUCK, R.A. **Cryptic signatures of Neoproterozoic accretionary events in northeast Brazil imaged by magnetotellurics: Implications for the assembly of West Gondwana.** *Tectonophysics*, [s.l.], v. 699, p. 164–17, 2017.

PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. **Bacias do Estágio da Transição do Domínio Setentrional da Província Borborema.** In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (org.). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1 ed. São Paulo, Editora Beca, p. 525–536, 2004.

PARENTE, C.V., VERISSIMO, C. U.V., BOTELHO, N.F., SANTOS, T. J. S., OLIVEIRA, C. G., LIRA JUNIOR, J. A., MARTINS, D. T. **Depósitos de escarnitos mineralizados em**

**ferro e cobre do arco magmático de Santa Quitéria, Ceará, Província Borborema do nordeste do Brasil.** Brazilian Journal of Geology, [s.l.], v. 45(3): p. 359-382, 2015.

PASSCHIER, C.W., TROUW, R.A.J. Microtectonics. 2<sup>a</sup> Ed. Springer 366p.

Pollard, P. J., 2000. **Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization, in Porter, T.M. ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective:** PGC Publishing, Adelaide, v. 1, p. 27-41, 2005.

POLLARD, P. J. Evidence of a magmatic fluid and metal source for Fe-oxide Cu-Au mineralization. In: PORTER, T.M. (org.), **Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: A global perspective.** 1 ed. Adelaide, PGC Publishing, [s.l.], p. 27-41, 2000.

RAMDOHR, P. **The ore minerals and their intergrowths.** 2. ed. Heidelberg: Pergammon Press, [s.l.], 1980.

REED, M.J., CANDELA, P.A., AND PICCOLI, P.M. **The distribution of rare earth elements between monzogranite melt and the aqueous volatile phase in experimental investigations at 800 °C and 200 MPa:** Contributions to Mineralogy and Petrology, [s.l.], v. 140, p. 251–262, 2000.

REICH, M., SIMON, A. C., DEDITIUS, A., BARRA, F., CHRYSSOULIS, S., LAGAS, G., TARDANI, D., KNIPPING, J., LAURA BILENKER, L., SÁNCHEZ-ALFARO, P., ROBERTS, M.P., MUNIZAGA, R., **Trace element signature of pyrite from the los colorados iron oxide-apatite (ioa) deposit, Chile: a missing link between andean ioa and iron oxide copper-gold systems?** Economic Geology, [s.l.], v. 111, p.743–761, 2016.

REIS, P. M. & LINO, R. O.; **Estudo e caracterização tipológica do minério de ferro situado a sudoeste do arco magmático de Santa Quitéria nos municípios de Ararendá e Iporanga/Ce.** Trabalho de Conclusão de Curso. Universidade Federal do Ceará, 2015

RIBEIRO, V.B., LOURO, V.H.A., MANTOVANI, M.S.M. **Geophysical study of the Sertãozinho, Rio Aguapeí and Nova anomalies (SW of Mato Grosso, Brazil).** In: Intern. Congr. Brazilian Geophys. Soc., 13. Anais. Rio de Janeiro. SBGf. 2013.

ROCHA, J. F. R. S. & SOARES, W. W. P. **Mapeamento geológico de uma área localizada a oeste do arco magmático de Santa Quitéria no município de Iporanga-ce para fins prospectivos de minério de fe.** Trabalho de Conclusão de curso. Universidade Federal do Ceará, 2015.

RHODES AL, ORESKES N, SHEETS S **Geology and rare earth element geochemistry of magnetite deposits at El Laco, Chile.** Soc Econ Geol Spec Publ [s.l.], v. 7: p. 299-332, 1999.

SANTOS T.J.S., FETTER A. H., NOGUEIRA NETO J.A.. **Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and the southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa.** In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves, B.B., De Wit, M.J (Eds.). West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region. Geological Society, London, Special Publications, [s.l.], v. 294: p. 101-119, 2008.



SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luiz**. CPRM – Serviço Geológico do Brasil (Programa Levantamentos Geológicos Básicos), 211 p, Rio de Janeiro, 2004.

SANTOS, T. J.; GARCIA, M. G.; AMARAL, W. S.; CABY, R.; WERNICK, E.; ARTHAUD, M. H. **Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil**: implications for the assembly of West Gondwana. *Gondwana Research*, v. 15, n. 3-4, p. 454-470, 2009.

SIDDER, G. B., DAY, W. C., AND RYE, R. O. **Fluid inclusion and stable isotope data for the Pea Ridge Fe-REE orebody**, Missouri: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 25, no. 3, p. 81, 1993.

SILVA, C. D. A. **Prospecção geológica e geofísica das ocorrências de Cu-Fe-P do tipo IOCG, borda oeste do arco magmático de Santa Quitéria, Ipaporanga/CE**. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Ceará, 2016.

SILLITOE, R.H. **Iron oxide-copper-gold deposits: An Andean view**: *Mineralium Deposita*, [s.l.], v. 38, p. 787–812, 2003.

SILLITOE, R.H., BURROWS, D.R. **Newfield evidence bearing on the origin of the El Laco magnetite deposit, northern Chile**. *Economic Geology* [s.l.], v. 97: p. 1101–1109, 2002.

SIMON, A.C., PETTKE, T., CANDELA, P.A., PICCOLI, P.M., AND HEINRICH, C.A. **Magnetite solubility and iron transport in magmatic-hydrothermal environments**: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, [s.l.], v. 68, p. 4905–4914, 2004.

SIMON AC, KNIPPING J, REICH M, BARRA F, DEDITIUS AP, BILENKER L, CHILDRESS T. **Kiruna-type iron oxide-apatite (IOA) and iron oxide copper-gold (IOCG) deposits form by a combination of igneous and magmatic-hydrothermal processes: evidence from the Chilean Iron Belt**. *Soc Econ Geol Special Publication*. [s.l.], v. 21: p. 89-114, 2018.

SKIRROW, R.G., BASTRAKOV, E.N., BAROVICH, K., FRASER, G.L., CREASER, R.A., FANNING, C.M., RAYMOND, O.L., AND DAVIDSON, G.J. **Timing of iron oxide Cu-Au-(U) hydrothermal activity and Nd isotope constraints on metal sources in the Gawler craton, South Australia**: *Economic Geology*, [s.l.], v. 102, p. 1441–1470, 2007.

TORNOS, F., VELASCO, F.Hanchar, J.H. **Iron-rich melts, magmatic magnetite, and superheated hydrothermal systems: The El Laco deposit, Chile**. *Geology*, 2016.

TORNOS, F., HANCHAR, J.M., VELASCO, F., MUNIZAGA, R., LEVRESSE G. **The roots and tops of magnetite-apatite mineralization: Evolving magmatic-hydrothermal systems**. 14 th SGA Biennial Meeting Quebec City, Canada – August 20-23, 2017: In IOCG-IOA ore systems and their magmatic-hydrothermal continuum: A family reunion? v.3. 831-834, 2017.

TRELOAR, P.J., COLLEY, H. **Variations in F and C1 contents in apatites from magnetite-apatite ores in northern Chile, and their ore-genetic implications**. *Mineralogical Magazine*, April 1996, [s.l.], v. 60, p. 285-301, 1996.

TROLL V. R., WEIS F. A., JONSSON E., ANDERSSON U. B., MAJIDI S.A., HÖGDAHL K., HARRIS C., MILLET MARC-ALBAN, CHINNASAMY S.S., ELLEN KOOIJMAN & KATARINA P. NILSSON. **Global Fe-O isotope correlation reveals magmatic origin of Kiruna-type apatite-iron-oxide ores**, [s.l.], v.10, Article number: p. 1712, 2019.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ. Biblioteca Universitária. **Guia de normalização de trabalhos acadêmicos da Universidade Federal do Ceará**. Fortaleza, v. 2, 024.2024.

VERÍSSIMO, C.U.V., sxaSANTOS, R. V., PARENTE, C.V., OLIVEIRA, C.G., CAVALCANTI, J. A. D., NOGUEIRA NETO, J. A. **The Itataia phosphate-uranium deposit (Ceará, Brazil) new petrographic, geochemistry and isotope studies**. Journal of South American Earth Sciences, v.70, p. 115-144, 2016.

VIVALLO, W.; ESPINOZA, S.; HENRÍQUEZ, F. **Magnetiteapatite type iron ore and gold mineralization in the Cerro Negro Norte district, Chile**. In Current Research in Geology Applied to Ore Deposits (Fenol Hach-Alr, P.; Torres-Ruiz, J.; Gervilla, F.; editors), [s.l.], Universidad de Granada, p. 587-590. Spain, 1993.

WILFORD J.R., BIERWIRTH P.N., CRAIG M.A. **Application of airborne gamma-ray spectrometry in soil/regolith mapping and applied geomorphology**. AGSO. Journal of Australian Geology & Geophysics, [s.l.], v. 17n. 2, p. 201-216, 1997.

WILLIAMS, P. J.; BARTON, M. D.; JOHNSON, D. A.; FONTBOTE, L.; HALLER, A. D.; MARK, G.; OLIVER, N. H. S.; MARSCHIK, R. **Iron oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin**. Economic Geology, 100<sup>th</sup>, [s.l.], Anniversary Volume, p. 371-405, 2005.

WILLIAMS-JONES, A.E., AND MIGDISOV, A.A. **Experimental constraints on the transport and deposition of metals in ore-forming hydrothermal systems**: Society of Economic Geologists Special Publication, [s.l.], v. 18, p. 77-95, 2014.

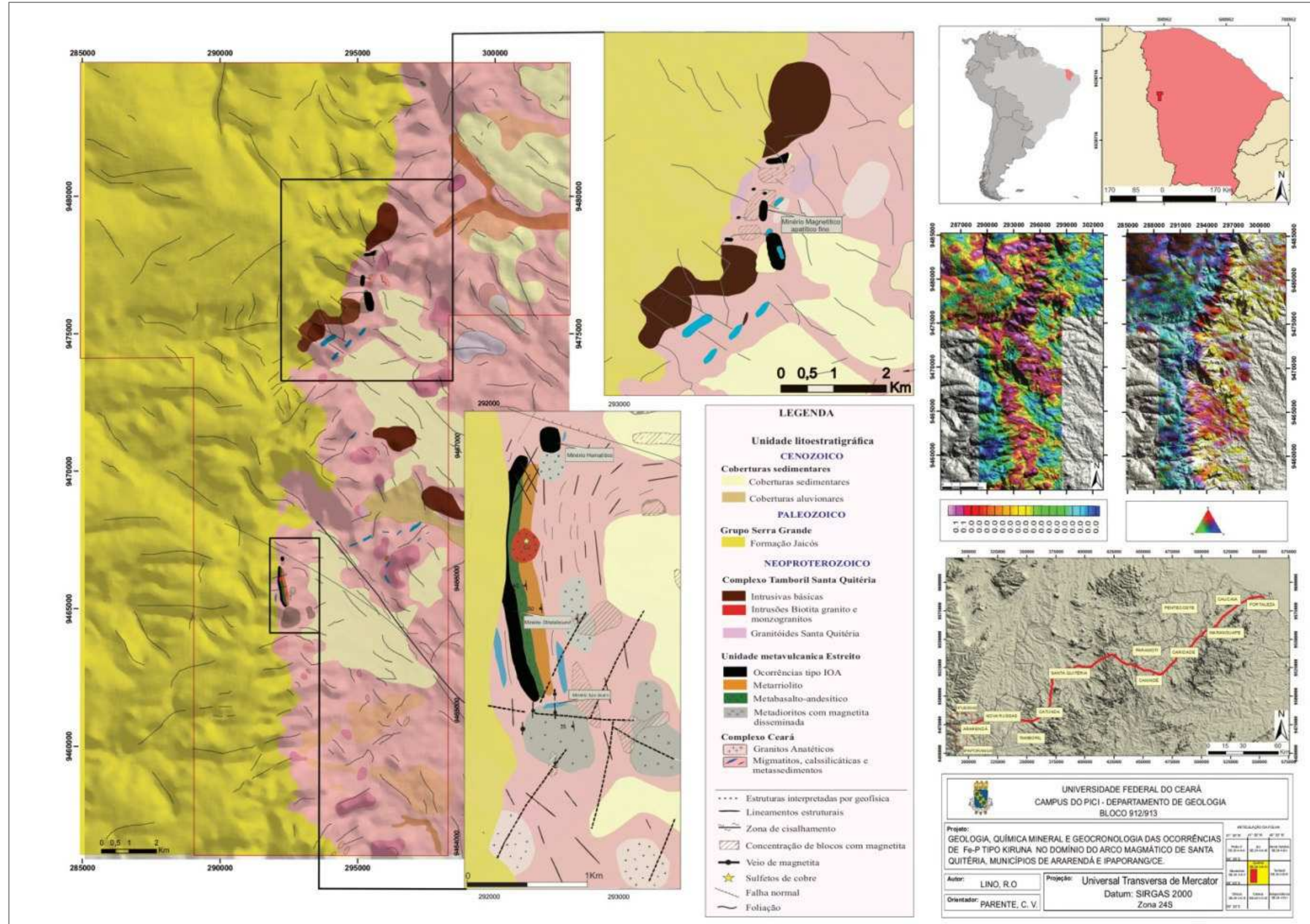
WEBSTER, J. D. PICCOLI, P.M. **Magmatic Apatite: a powerful yet deceptive, apatite. Elements**, [s.l.], [s.n.], v. 11, p. 177-182, 2015.

XAVIER, R.P., MONTEIRO, L. V. S., RUSK, B., TORRESI, I. **Comparing Iron Oxide Copper-Gold systems of the Carajás mineral province (Brazil) using apatite and magnetite trace elements: implications on genesis and exploration**. 11 th SGA Biennial Meeting Let's Talk Ore Deposits 26-29th September 2011 Antofagasta, Chile, 2011.

ZAJACZ, Z., HALTER, W.E., PETTKE, T., AND GUILLONG, M. **Determination of fluid/melt partition coefficients by LA-ICPMS analysis of co-existing fluid and silicate melt inclusions: Controls on element partitioning**: Geochimica et Cosmochimica Acta, [s.l.], v. 72, p. 2169–2197, 2008.

ZHAO, X-F., SU, Z-K., ZENG, LI-PENG. **Genetic models of IOCG and IOA deposits from China: Implications for ore genesis and their possible links**. 14 th SGA Biennial Meeting Quebec City, Canada – August 20-23, 2017: IOCG-IOA ore systems and their magmatic-hydrothermal continuum: A family reunion? v.3. p. 835-83, 2017.

APÊNDICE A - MAPA GEOLÓGICO LOCAL



Fonte: Elaborado pelo Autor (2019).