

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
Instituto de Geociências

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS DO TIPO  
PÓRFIRO E EPITERMAL NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PA): APLICAÇÃO  
NA EXPLORAÇÃO MINERAL**

Yuri Fernando Parra Castilho

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani  
Coorientador: Msc. Fernando Henrique Baia

Monografia  
(TF-2018/44)

São Paulo  
2018

**PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA DE ROCHAS DE SISTEMAS HIDROTERMAIS DO TIPO  
PÓRFIRO E EPITERMAL NA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (PA): APLICAÇÃO  
NA EXPLORAÇÃO MINERAL**

Monografia (TF-2018/44)

---

Yuri Castilho

---

Caetano Juliani

São Paulo  
2018

## AGRADECIMENTOS

Este trabalho de formatura é resultado de uma jornada de oito anos, trilhada ao longo de três universidades. Neste caminho tive o privilégio de conhecer inúmeras pessoas e construir muitas amizades. A realização de diversos sonhos não seria possível sem o apoio destas pessoas. Esta é uma dedicatória à vocês. Muito obrigado.

*If I have seen further, it is by standing upon the shoulder of giants – Isaac Newton*

Em primeiro lugar sou grato à minha família, Alexandre, Júlia e Vinícius. Obrigado por acreditar em mim, por me apoiar e por compreender minha ausência em diversos momentos. Toda educação e valiosos ensinamentos jamais sairão do meu ser. Minha família vai muito além dos laços de sangue. Sou eternamente grato ao André, Rosana, Espedito, Vó Ana, e Ivo. Sem vocês, jamais estaria aqui. André, és um irmão mais velho e um guia, conte comigo em todos os momentos da vida, *shine on*. Estou certo de que a vida irá me agradecer com a oportunidade de retribuir todo o auxílio que recebi, seja a quem for, e assim o farei. Vinícius, Marco, Ruth e Alessandra, que sempre me acolheram como um irmão e filho, saibam que é recíproco. Vini, também és um irmão mais velho e um guia, *the wild raccoons are coming*. Ao meu tio Álvaro, que sempre me encantou com suas histórias e entusiasmo em relação a geologia, e por todo o apoio durante estes anos. Obrigado a vocês por compartilhar comigo alegrias, dificuldades, e principalmente os sonhos. Todos, sem exceção, são seres de luz que tenho o prazer de dividir esta existência.

*The Earth is a very small stage in a vast cosmic arena – Carl Sagan*

### ***l'inverno***

Aos amigos da Unipampa, da república *spider*, em especial Pablo, Yago, Júnior, Araxá, B.H. Doidão, Moriá, Renan, Lorrana, André, Juliana, Janaína, Luísa, Maria, Gabriel, Extrema, Justin, André, Caio, Michele, Douglas, Natassja, Francesco, Anna, Madrid, Ícaro, Plancton, Capão, Totem, Jedai, Zé Gotinha, Neymer, César, Pâmela. Obrigado a todos os momentos incríveis que vivemos juntos, todas as trilhas, cervejas, saídas de campo e todos os perrengues que passamos. É neste lugar que tenho o prazer de dizer que encontrei o maior número de pessoas fantásticas por metro quadrado.

A toda família Jinkoski: Nathália, Magda, Vó Oracilha, Gabriel, Raquel e Tata. Obrigado por me receber e me tratar como família. Nathi, obrigado por sempre me apoiar, por ser uma grande amiga, e por ajudar a edificar quem sou.

*Not only the Universe is stranger than we think, it is stranger than we can think –*

*Werner Heisenberg*

### *la primavera*

Aos maravilhosos da UNESP: Buda, Ralo, Saul, Habbermann, Mahatma, Frank, Renata, Butão, Thaís, Kátia, Débora, Quevedo, João, Peteca, Xena, Tana, Lantê, Bobó, Ricardo, Alessandro, Cíntia, Choro, Zaine, Ratinho e Mumuco.

Agradeço em especial os moradores e frequentadores da Grosa: Lia, Cica, Felipe, Espeto, Biscoito, Ferrugem, Presunto, Sabris e Bergo; vocês são família, obrigado pelas incontáveis risadas, cavernadas, cervejas, shows, discussões geológicas e filosóficas, além de toda a compreensão e apoio em todas as situações que vivemos juntos.

Agradeço também aos exímios professores: Artur, Norberto, Luiz, e em especial ao César que, além de um grande amigo, é um dos melhores professores que tive a oportunidade de conhecer.

*Imagination is more important than knowledge. For knowledge is limited, whereas imagination embraces the entire world – Albert Einstein*

### *l'estate*

Aos amigos e irmãos do apartamento 151, André, Thales, Miguel, Douglas e Renan: obrigado pelo apoio durante esses anos. Por todas as cervejas, almoços e jantares, momentos felizes e de dificuldade, e todas as risadas compartilhadas. Vocês são demais!

Aos amigos e colegas da Turma 56: Bambi, Murta, Bug, Titchon, Bandida, Maria, Pinga, Diarreia, Bago, Medíocre, Sifu, Jade, Carol, Furunka, Fedida, Pika, Mila, Smeg, Peps, Zé Gotinha, Tadinho, Creuza, Navara, Doença, Garibaldo, Chica, Sebo, Hash, Hebe, Mãe Loka, Porka, Narcisa, Ema, Mari, Sino, Bláblá, Narubia e Vera Verão. Obrigado por me acolher como membro desta incrível turma.

Agradeço às famílias Coronel e Piotto, por sempre me receberem com muito carinho em vossos lares e por todos os momentos compartilhados.

Aos incríveis geólogos do *Student Chapter* USP: Ângela, Fernando, Lucas e Matheus. Foi uma grande honra fazer parte deste time.

Aos amigos que fiz durante a organização do I Encontro Nacional de Geologia Econômica: Ariela Diniz, Luiza Freitas, Daiane Münch, José Mattos, Poliana Toledo, Igor Camargo, Roberto Siqueira, Renan Souza, Verônica Trevisan, Giovanna Tristão, Halina Kondrasovas, e muitos outros. Foi um prazer trabalhar com vocês, desejo muito sucesso a todos!

Agradeço a todos que compartilharam estes anos de São Paulo comigo e fizeram esta cidade parecer cada vez menos cinza.

*An expert is a person who has made all the mistakes that can be made in a very narrow field  
– Niels Bohr*



## *l'autunno*

Agradeço ao professor Caetano Juliani, pela incrível orientação desta monografia e por sua amizade. Aos excelentes professores da Universidade de São Paulo: Alexandra Suhogusoff, André Negrão, Caetano Juliani, Lena Monteiro, Luiz Anelli, Paulo Boggiani, Paulo Giannini, Rafael Assis, Reginaldo Bertolo, Renato Almeida, Rômulo Machado, Setembrino Petri, Teodoro Isnard, Vinícius Louro; Benjamin Bley, Fábio Andrade, Frederico Faleiros, Gianna Garda, Marcos Egydio, Maria Helena, Irene Raposo, Marly Babinsky, Renato Moraes, Rogério Azzone: meu muito obrigado pela experiência e conhecimento compartilhados.

Agradeço a Nexa pela oportunidade de fazer parte de sua equipe de exploração mineral, em especial a todos de Castelo de Sonhos (Carlão, Baia, Marcelo, Pantoja, Igor, Rafa, Wagner, Victor, Rony, Josemir, Baixinho, Lúcio, Ney, Orlando, Ian e Bruno), e pela oportunidade de desenvolver este trabalho de formatura em parceria com a indústria.

Agradeço a todos do Instituto de Geociências – USP: Seção de Graduação (Lívia e Cris), Seção de Transportes (Bira, Adriano e Marciano), Cantina da Geo (Brasa, Alex, Toninho e Tami), Gráfica do IGc (Henrique), Seção de Laminação (Renato), Biblioteca do IGc, Secretaria do GSA (Denise), ao grande Samuca, e a todos que, direta ou indiretamente, contribuíram para a minha formação como geólogo e como pessoa.

Agradeço imensamente a Carol, Tobias e Dori, que nestes últimos meses me trouxeram uma dose animal de felicidade e tranquilidade.

Desejo a todos nós, formandos 2018, ótimas oportunidades neste novo ciclo que se apresenta adiante... *the World is ahead!*

*Сделать новый шаг, произнести новое слово - это то, чего люди боятся  
больше всего – Ф. М. Достоевский*

*For millions of years, mankind lived just like the animals. Then something happened which unleashed the power of our imagination. We learned to talk and we learned to listen. Speech has allowed the communication of ideas, enabling human beings to work together to build the impossible. Mankind's greatest achievements have come about by talking, and its greatest failures by not talking. It doesn't have to be like this. Our greatest hopes could become reality in the future. With the technology at our disposal, the possibilities are unbounded. All we need to do is make sure we keep talking – Stephen Hawking*



## RESUMO

A área de estudo consiste em uma estrutura circular com diâmetro de aproximadamente três quilômetros, a qual é demarcada principalmente por drenagens e feições de altos topográficos.

Dados aeromagnetométricos indicam a presença de estruturas E-W que são cortadas por estruturas WNW-ESE a NW-SE, e devem ser as responsáveis pela ascensão de magmas e fluidos que formam os sistemas hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal. A aerogamaespectrometria se apresenta como uma excelente ferramenta para o mapeamento geológico no domínio vulcânico, principalmente das alterações hidrotermais.

A composição das rochas encontradas na área de estudo varia de andesito basáltico, andesito, dacito e riodacito, e ocorrem predominantemente como rochas vulcânicas porfíricas, com subvulcânicas porfíricas e tufos em menor proporção.

Estas rochas formam a série cálcio alcalina, são subalcalinas e peraluminosas, e possuem assinatura de elementos terras raras típica de magmas hidratados de afinidade adakítica, gerados em zonas de subducção, e não em ambiente anorogênico, como são atualmente vinculadas as rochas do Grupo Iriri.

São descritas alterações hidrotermais que se relacionam a sistemas do tipo epitermal, pórfiro e skarn. O sistema epitermal é caracterizado pela presença de intensa silificação  $\pm$  sericitização, e encontra-se associado a estruturas de direção NW-SE. O sistema pórfiro apresenta alterações que gradam desde alteração potássica, com formação de biotita, a alteração propilítica (epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonato  $\pm$  albita), que apresenta actinolita em zonas de maior temperatura. O sistema skarn, inédito para a Província Mineral do Tapajós, representa o metamorfismo de contato de rochas ricas em cálcio e é caracterizado pela presença de vênulas de andradita, hastingsita e apatita. A sobreposição entre as alterações do sistema epitermal e pórfiro é enorme, e está associado ao colapso térmico do sistema.

A fase de alteração tardia consiste em vênulas de epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonato e representam alta pressão de fluido. Em geral, formam padrões *stockwork* com textura de brecha hidrotermal e textura de quebra-cabeça.

São propostos dois sistemas hidrotermais, um sistema oxidado que gera desde feições e alterações do tipo skarn, pórfiro e epitermal, e outro sistema mais alcalino, que gera feições e alterações do tipo pórfiro e epitermal.

## ABSTRACT

The study area consists of a circular structure with three kilometers diameter, which is defined mainly by drainage courses and topographic crests.

Aeromagnetometric data suggest the presence of E-W structures, intercepted by younger WNW–ESE to NW–SE structures, which must be responsible for the magma ascent that form the magmatic–hydrothermal porphyry and epithermal systems. Aerogamaspectrometric data presents itself as an excellent tool for geological mapping in the volcanic domain, specially of the hydrothermal alteration.

Whole rock analysis in the study area show compositions that range from basaltic andesite, andesite, dacite and riodacite, and they occur as porphyritic volcanic rocks, with porphyritic subvolcanic rocks and volcanic tuff in less proportion.

These rocks are part of a calc–alkaline series, are subalkalines and peraluminous, and the REE signature are typical from hydrated magmas with adakitic affinity, generated in a subduction zone, and not in an anorogenic environment as vinculated to Grupo Iriri.

Hydrothermal alterations related to epithermal, porphyry and skarn systems are described. The epithermal system is characterized by the presence of intense silicification  $\pm$  sericitization and is associated with NW–SE structures. The porphyry system presents hydrothermal alterations that ranges from potassic alteration, with biotite, to propylitic alteration (epidote  $\pm$  chlorite  $\pm$  carbonate  $\pm$  albite) and presents actinolite in higher temperature zones. The skarn systems, not yet described in the Tapajos Mineral Province, represents contact metamorphism of Ca rich rocks, and its characterized by andradite, hastingsite and apatite veinlets. The overprint between the porphyry and epithermal system is huge and it's associated with the thermal collapse of the system.

The late hydrothermal alteration consists of veinlets of epidote  $\pm$  chlorite  $\pm$  carbonate and represents high fluid pressure. In general, they form stockwork patterns with jigsaw or breccia textures.

Here are proposed two hydrothermal systems, one is oxidized and generates features of hydrothermal alteration that ranges from skarn, porphyry and epithermal types; the second one is more alkaline and generate features of hydrothermal alteration from porphyry and epithermal types.

## SUMÁRIO

INTRODUÇÃO .....	25
1. MOTIVAÇÃO .....	27
2. OBJETIVOS .....	27
3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	28
4. O CRÁTON AMAZÔNICO .....	28
4.1. Província Carajás.....	30
4.2. Província Amazônia Central.....	31
4.3. Província Transamazonas.....	31
4.4. Província Tapajós–Parima .....	31
4.5. Província Rio Negro .....	32
4.6. Província Rondônia–Juruena .....	32
4.7. Província Sunsás .....	33
5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS .....	34
5.1. Vulcanismo da Província Mineral do Tapajós.....	35
6. PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS.....	37
6.1. Grupo Jacareacanga.....	38
6.2. Complexo Cuiú-Cuiú .....	39
6.3. Suíte Intrusiva Creporizão.....	40
6.4. Formação Vila Riozinho .....	40
6.5. Formação Abacaxis e Formação Sequeiro.....	41
6.6. Suíte Intrusiva Parauari.....	41
6.7. Formação Castelo de Sonhos .....	42
6.8. Suíte Intrusiva Ingarana .....	42
6.9. Granito Rosa de Maio e Granito Batalha.....	43
6.10. Grupo Iriri e Formação Bom Jardim.....	43
6.11. Formação Moraes Almeida.....	44
6.12. Suíte Intrusiva Maloquinha .....	44
6.13. Granitoides Pós–Maloquinha .....	44
6.14. Formação Buiucu .....	45

6.15.	Diabásio Crepori .....	46
6.16.	Granito Igarapé Escondido .....	46
6.17.	Suíte Intrusiva Cachoeira Seca .....	46
6.18.	Gráben do Cachimbo.....	46
6.19.	Cobertura Fanerozóica .....	47
6.19.1.	Bacia do Amazonas .....	47
6.19.2.	Coberturas Lateríticas.....	47
6.19.3.	Depósitos Aluvionares .....	47
7.	DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO E EPITERMAL.....	48
8.	MATERIAIS E MÉTODOS .....	59
8.1.	Pesquisa Bibliográfica.....	59
8.2.	Sensoriamento Remoto.....	59
8.2.1.	Imagens de Satélite .....	59
8.2.2.	Geobotânica .....	60
8.2.3.	Aerogeofísica.....	62
8.3.	Levantamento de Campo e Confecção de Mapas.....	63
8.4.	Petrografia .....	63
8.5.	Geoquímica de Rochas.....	64
8.6.	Química Mineral .....	64
8.6.1.	Índices de Alteração Hidrotermal .....	64
8.6.2.	Química de Epidoto e Clorita .....	66
8.7.	Difração de Raios X .....	68
9.	RESULTADOS .....	69
9.1.	Sensoriamento Remoto.....	69
9.1.1.	Imagens de Satélite .....	69
9.1.2.	Geobotânica .....	70
9.2.	Aerogeofísica .....	72
9.2.1.	Gamaespectometria.....	72
9.2.2.	Magnetometria .....	78
9.3.	Descrição Petrográfica.....	82

9.3.1.	Biotita Grano- a Monzogranito .....	83
9.3.2.	Diabásio.....	87
9.3.3.	Andesito Basáltico Porfirítico.....	90
9.3.4.	Andesito Porfirítico e Tufo Vulcânico.....	92
9.3.5.	Dacito Porfirítico.....	96
9.3.6.	Riodacito Porfirítico.....	98
9.3.7.	Metarenito.....	100
9.3.8.	Rochas Hidrotermalizadas .....	104
9.4.	Sistema Hidrotermal.....	106
9.4.1.	Alteração Pervasiva .....	107
9.4.2.	Alteração Fissural .....	111
9.4.3.	Sulfetos e Vênula Tipo-A .....	115
10.	RESULTADOS ANALÍTICOS .....	118
10.1.	Litogeoquímica e Classificação Petrogenética.....	118
10.2.	Índices de Alteração Hidrotermal .....	121
10.3.	Difração de Raios-X.....	123
10.4.	Identificação de Minerais em Microscópio Eletrônico de Varredura .....	125
10.5.	Análise de Minerais por Microsonda Eletrônica.....	134
11.	DISCUSSÕES .....	135
11.1.	Potencial da Província Mineral do Tapajós .....	135
11.2.	Sensoriamento Remoto .....	135
11.3.	Geoquímica e Ambiente Tectônico .....	136
11.4.	Modelo de Evolução Geológica e Hidrotermal .....	137
11.5.	Índices de Alteração e Química Mineral.....	141
11.6.	Trabalhos Futuros .....	143
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	145
	ANEXOS .....	155

## ÍNDICE DE FIGURAS

<b>Figura 1.</b> Localização geográfica da Província Mineral do Tapajós (PMT), com a área de estudo destacada no retângulo amarelo, o principal acesso, constituído pela rodovia Cuiabá–Santarém (BR-163), e as principais localidades. ....	29
<b>Figura 2.</b> Estruturação do Cráton Amazônico em províncias tectônicas, segundo Santos <i>et al.</i> (2000, 2008). O Cráton Amazônico é dividido pelos autores em sete províncias tectônicas de direção aproximadamente NW–SE de acordo com suas idades. Estas idades variam desde o arqueano (> 2,5 Ga) a leste, até o neoproterozoico (1.000–541 Ma) na porção a oeste. ....	30
<b>Figura 3.</b> Contexto geológico da área de estudo na Província Mineral do Tapajós, segundo o mapa geológico da CPRM, escala 1:1.000.000 (Vasquez <i>et al.</i> , 2008) sobreposto ao modelo digital de terreno, com destaque para as unidades geológicas vulcânicas, subvulcânicas, plutônicas e supracrustais da PMT (PA) e da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). A área de estudo está posicionada predominantemente sobre unidades da Formação Salustiano do Grupo Iriri, da Formação Castelo de Sonhos e da Suíte Intrusiva Creporizão. ....	37
<b>Figura 4. A)</b> Litoestratigrafia e cronoestratigrafia para as rochas da Província Mineral do Tapajós, segundo Juliani <i>et al.</i> (2005). <b>B)</b> Coluna estratigráfica para a Província Mineral do Tapajós, segundo Coutinho <i>et al.</i> (2008). A principal diferença para a área de estudo é que Juliani <i>et al.</i> (2005) consideram a Formação Bom Jardim como base do Grupo Iriri e que Coutinho <i>et al.</i> (2008) a consideram como pertencente a outra unidade, associada a diques de andesito e de lamprófiro. ....	38
<b>Figura 5.</b> Ilustração do processo de desidratação da crosta oceânica em subdução, que gera o metassomatismo da cunha mantélica astenosférica e, conseqüente, leva a sua fusão parcial. A consequência deste processo é a formação de magmas básicos em ambiente de arco magmático, segundo Richards (2011). A eclogitização da placa oceânica pode acentuar o ângulo de subducção, ou este pode diminuir caso ocorra o rompimento da mesma. ....	49
<b>Figura 6.</b> Ilustração do processo <i>MASH</i> em arco continental, segundo Richards (2011). A colocação de magmas basálticos na base da crosta, sua diferenciação e assimilação crustal, leva a ascensão de magmas de composição andesítica até a crosta média e superior, e formam complexos batolíticos. Estruturas tectônicas favorecem a ascensão dos magmas destes reservatórios até níveis crustais mais rasos em várias etapas, até seu extravasamento em complexos vulcânicos. Os condutos subvulcânicos destes complexos são os ambientes geológicos onde são gerados os sistemas hidrotermais por meio da exsolução de fluidos magmáticos, que podem formar depósitos do tipo pórfiro, com os correspondentes sistemas epitermais próximos a superfície. ....	50
<b>Figura 7.</b> Diferentes regimes de esforços e resultantes padrões de diques e veios para a colocação de corpos magmáticos, segundo Cloos & Sapiie (2013). Esforços oblíquos permitem a colocação dos corpos magmáticos na forma de <i>stocks</i> , além de propiciar a concentração de diques e veios controlados por estruturas, processos que estimulam a percolação de fluidos de modo a concentrar e aumentar as chances de mineralização. ....	52
<b>Figura 8.</b> Diferentes regimes de esforços em margens convergentes e estruturas relacionadas à formação de depósitos do tipo pórfiro (PCD), segundo Tosdal & Richards (2001). Em todos os casos, os magmas gerados pela fusão parcial da cunha mantélica se alojam na base da crosta e passam pelos processos de <i>MASH</i> . <b>A)</b> Em ambientes onde os esforços contracionais são ortogonais, a ascensão de	

magma até a superfície só é possível a altas pressões, gerando vulcanismo explosivo; **B)** Em ambientes essencialmente extensionais ocorrem derrames basálticos, que não propicia a diferenciação magmática e formação de sistemas hidrotermais. **C e D)** Em ambientes transpressionais e transtensionais são encontradas as melhores condições para alojamento de magmas em níveis crustais mais rasos, que focam a passagem de fluidos e otimizam a formação de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro. .... 53

**Figura 9.** Zonamento das alterações hidrotermais do sistema pórfiro, segundo Lowell & Guilbert (1970). Neste modelo as zonas de alteração são concêntricas e não se sobrepõem. As zonas de maior temperatura, internas e próximas à intrusão, gradam para as zonas externas, de menor temperatura, por meio da percolação radial e unidirecional dos fluidos magmáticos–hidrotermais, acompanhada pela evolução composicional do fluido. .... 54

**Figura 10.** Padrão de zonamento de alterações hidrotermais geral para depósitos do tipo Cu-pórfiro, segundo Sillitoe (2010). As alterações mais superficiais, de menor temperatura, tendem a sobrepor os núcleos de maior temperatura de acordo com o colapso térmico do sistema (Fig. 11), que gera um padrão chamado de telescopagem das alterações hidrotermais, e refletem o dinamismo do sistema. Diferente do modelo de Lowell & Guilbert (1970), o modelo de Sillitoe (2010) realça o influxo de fluidos principalmente na direção vertical e a sobreposição de alterações, além da percolação lateral e mistura com fluidos meteóricos. .... 54

**Figura 11.** Colapso térmico de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro, segundo Sillitoe (2010). O processo consiste na diminuição da temperatura e salinidade do fluido de alteração hidrotermal e aumento de sua acidez por resfriamento da intrusão e da mistura com água meteórica. Desta maneira, as alterações de menor temperatura, de topo de sistema, tendem a se aprofundar e sobrepor às zonas de maior temperatura, processo denominado de telescopagem das alterações hidrotermais. .... 55

**Figura 12.** Sequência de vênulas para pórfiros de **A)** Cu-Mo e **B)** Cu-Au, associados a intrusões cálcio-alcalinas e alcalinas, respectivamente, segundo Barr *et al.* (1976), Lang *et al.* (1995) e Sillitoe (2000; 2002), em Sillitoe (2010). .... 57

**Figura 13.** Seção esquemática para formação de sistemas magmáticos hidrotermais do tipo pórfiro de Cu ± Mo ± Au e epitermal *high-sulfidation* de Cu–Au, segundo Richards (2011). A ilustração mostra a estrutura termal, fluxo de fluidos e suas características durante o principal estágio de alteração hidrotermal, além da sobreposição das zonas de alteração. Assume-se que a alteração propilítica afeta todas as rochas observadas no esquema, com maior intensidade nas regiões próximas à intrusão, que gradam para muito fraca nas regiões mais distais. .... 57

**Figura 14.** Comparação entre **A)** Composição colorida de bandas do visível, imagem Landsat TM de 18/07/1988 e **B)** Imagem de satélite atual da área de estudo. Variações na textura entre as imagens estão relacionadas com a diferença de resolução espacial. .... 61

**Figura 15.** Variações na composição química do epidoto de acordo com zona de alteração hidrotermal e fertilidade do sistema pórfiro, segundo Cooke *et al.* (2014). A vetorização e a avaliação da fertilidade é feita com base na análise de elementos incorporados pelo epidoto em diferentes zonas de alteração hidrotermal, variações que são relacionadas principalmente com a temperatura de cristalização do mineral. .... 67



**Figura 16.** Mapa de temperatura de cristalização da clorita hidrotermal para o distrito de Batu Hijau, Indonésia. As regiões de maior temperatura de cristalização da clorita representam áreas com maior interesse prospectivo para o *brown field* em questão, segundo Wilkinson *et al.* (2015). ..... 67

**Figura 17.** Variação composicional da clorita ao longo de zonas de alteração hidrotermal do distrito de Batu Hijau, Indonésia, para os elementos: **A)** Titânio e; **B)** Estrôncio. A área delimitada no mapa representa uma zona de forte alteração com biotita, onde ocorre a mineralização, segundo Wilkinson *et al.* (2015). É possível observar, predominantemente, maior concentração de Ti na clorita próxima ao centro do depósito, e concentrações elevadas de Sr na clorita distal em relação ao centro do depósito. .... 68

**Figura 18.** Rochas com intensa silicificação e sericitização analisadas por difração de raios X. **A)** Dacito porfírico com alteração sericitica pervasiva intensa e texturas brechóides. **B)** Rocha lixiviada, matriz fina silicificada e vênulas e veios com textura *comb.* **C)** Metarenito grosso a microconglomerado mal selecionado com forte alteração sericitica, cortado por vênulas de quartzo e magnetita, e *boxwork* de pirita oxidada. O tingimento vermelho da rocha é devido a alteração da pirita e, principalmente, da magnetita. .... 68

**Figura 19.** Fotointerpretação para a área de estudo, escala 1:25.000. **A)** Imagem de satélite da área de estudo. Imagem Bing, cortesia de *Nexa Resources*. **B)** Principais drenagens, áreas de garimpo e estruturas geomorfológicas delimitadas para a área de estudo. .... 69

**Figura 20.** **A)** Mapa hipsométrico, ou Modelo Digital de Elevação (MDE) para a área de estudo. **B)** Estruturas geomorfológicas e principais drenagens da área de estudo sobre MDE, escala 1:25.000. As drenagens delimitam a porção sul da estrutura circular principal, enquanto que as estruturas elípticas a circulares menores são bem definidas por altos topográficos, do mesmo modo que definem as estruturas retilíneas de direção N55°W. .... 70

**Figura 21.** **A)** Composição colorida construída a partir da PCA aplicada sobre as razões de banda descritas na Tabela 6. **B)** Mapa hipsométrico ou MDE para a área de estudo. As áreas em vermelho se mostram associadas a áreas com grande disponibilidade de água para a vegetação, ao redor dos rios. Áreas em verde estão associadas a vegetação de planícies, e áreas em azul a vegetação de pé de encosta. Altos valores para os três componentes estão associados a vegetação de topo de morro. .... 71

**Figura 22.** Mapas gamaespectrométricos, escala 1:200.000. **A)** Mapa do canal de K. **B)** Mapa do canal de Th. **C)** Mapa do canal de U. **D)** Mapa litológico simplificado, com prováveis unidades definidas a partir dos mapas de gamaespectrometria e imagens de satélite. As rochas da Formação Castelo de Sonhos apresentam alta contagem no canal de potássio e baixas contagens nos canais de tório e urânio, devido aos altos conteúdos de muscovita. As rochas plutônicas de composição intermediária geralmente apresentam altas contagens nos canais de tório e urânio e médias a baixas contagens no canal de potássio. Altas contagens de urânio foram relacionadas a depósitos aluvionares com auxílio da imagem de satélite, onde o urânio está associado a sedimentos na fração silte e argila que contém matéria orgânica. As rochas vulcânicas a subvulcânicas, que cobrem grande parte da região de estudo, foram associadas aos espaços vazios das outras classes de modo ilustrativo. .... 73

**Figura 23.** Mapa ternário para a região de estudo, escala 1:200.000. As regiões em vermelho, onde predomina a concentração de potássio, relaciona-se diretamente a presença das rochas da Formação Castelo de Sonhos, com alta porcentagem de muscovita. Regiões brancas representam, em

geral, áreas potencialmente hidrotermalizadas, enquanto que áreas predominantemente azuis e pretas são devidas ao rio Curuá e a depósitos aluvionares. As cores ciano, verde e amarelo representam predominantemente as rochas vulcânicas e subvulcânicas presentes na região, com rochas plutônicas subordinadas, que variam de composições intermediárias a básicas..... 74

**Figura 24.** Mapa de razão Th/K para a região de estudo, escala 1:200.000. A razão Th/K busca ressaltar a presença de alterações hidrotermais, já que o Th é tido como elemento imóvel ao intemperismo e alteração hidrotermal, e o K é altamente móvel e presente em alterações hidrotermais, como alteração potássica com formação de biotita, feldspato potássico, além da formação de sericita em sistemas epitermais. A Formação Castelo de Sonhos apresenta os menores valores de razão Th/K, feição associada a grande porcentagem de muscovita nestas rochas. Outros valores baixos a médios, em geral com formatos elípticos a circulares e alguns levemente orientados, podem indicar regiões com alteração hidrotermal, como a zona de alteração presente no interior da área de estudo..... 75

**Figura 25.** Mapas gamaespectrométricos, escala 1:20.000. **A)** Mapa do canal de K. **B)** Mapa do canal de Th. **C)** Mapa do canal de U. **D)** Mapa litológico com base na associação entre os canais de K, Th, e U. As rochas da Formação Castelo de Sonhos apresentam médio a alto valores no canal de K, e baixos valores nos canais de Th e U. Altos valores no canal de Th podem representar rochas de composição mais básica, ou rochas menos hidrotermalizadas, enquanto que altos valores de K, não associados à Formação Castelo de Sonhos, podem representar rochas de composição félsica, ou rochas mais hidrotermalizadas..... 76

**Figura 26.** Mapa ternário para a área de estudo, escala 1:20.000. As regiões com predomínio de K estão relacionadas com as rochas da Formação Castelo de Sonhos, restritas à porção norte da área de estudo, em vermelho. As regiões hidrotermalizadas, com base nas descrições de campo e descrições petrográficas, associam-se principalmente com as cores em tons de branco avermelhado e ciano, e estão alinhadas em um *trend* aproximadamente N60°W. Rochas epitermais são encontradas predominantemente em regiões com assinatura em tons de roxo. .... 77

**Figura 27.** Mapa de razão Th/K para a área de estudo, escala 1:20.000. As regiões com menores valores para a razão Th/K, porção norte da área de estudo, relaciona-se com a Formação Castelo de Sonhos devido a grande porcentagem de muscovita nestas rochas. Entretanto, a fração noroeste da estrutura circular delimitada por sensoriamento remoto também apresenta valores baixos para a razão Th/K e indicam regiões fortemente hidrotermalizadas, como observado em campo e nas descrições petrográficas. A porção sudeste da estrutura circular se apresentaria com menor intensidade de alterações hidrotermais. .... 78

**Figura 28.** Mapas magnetométricos para a região de estudo, escala 1:200.000. **A)** Mapa do campo magnético anômalo com anomalias magnéticas expressas na forma de pólos, expressos de modo característico a regiões próximas ao equador (positivo/negativo/positivo ou o inverso). **B)** Mapa da amplitude do sinal analítico, no qual as anomalias magnéticas são processadas e redesenhadas de modo a delimitar os corpos magnéticos centrados na anomalia. As anomalias mais expressivas foram delimitadas visualmente e variam desde formas circulares, que sugerem intrusões sem regime de esforço diferencial, a formas elípticas, que sugerem intrusões com a presença de regime de campo de esforços. Formas retilíneas com direção NE–SW, E–W e NW–SE ocorrem de modo subordinado, e sugerem a presença de descontinuidades crustais profundas, as quais são preenchidas predominantemente por diques de rochas básicas a intermediárias. .... 79

**Figura 29.** Mapa da primeira derivada vertical para a região de estudo, escala 1:200.000. **A)** Mapa sem as principais estruturas traçadas. **B)** Mapa com as principais estruturas traçadas. É possível observar o predomínio de estruturas com direção aproximadamente E–W cortadas por estruturas com direções NW–SE e NE–SW. .... 79

**Figura 30.** Mapas magnetométricos para a área de estudo, escala 1:20.000. **A)** Mapa do campo magnético anômalo com anomalias magnéticas expressas na forma de pólos, expressos de modo característico a regiões próximas ao equador (positivo/negativo/positivo ou o inverso). **B)** Mapa da amplitude do sinal analítico, no qual as anomalias magnéticas são processadas e redesenhadas de modo a delimitar os corpos magnéticos centrados nas anomalias. Observam-se três estruturas, uma grande estrutura circular que corresponde aproximadamente aos limites traçados a partir das análises das imagens de satélite, e ao menos outras duas estruturas elípticas com pequena excentricidade orientadas grosseiramente na direção NNE–SSW. A esta escala de trabalho é possível notar que o nível de detalhe do levantamento não é adequado e suficiente para discriminar as anomalias de modo seguro. .... 80

**Figura 31.** Mapa da primeira derivada vertical para a área de estudo, escala 1:20.000. **A)** Mapa sem as principais estruturas traçadas. **B)** Mapa com as principais estruturas traçadas. É possível observar duas grandes estruturas de direção geral E–W cortadas por estruturas de direção NW–SE, com a presença de poucas estruturas NE–SW. Os lineamentos magnéticos podem ser divididos, neste caso, em lineamentos bem marcados e difusos. Os lineamentos bem marcados não possuem influência de hidrotermalismo ou magmatismo associado, como na porção sul do mapa, enquanto que os lineamentos difusos provavelmente indicam a presença de intrusões ou de hidrotermalismo associado, que gera a feição de perda da continuidade dos lineamentos, como observado na porção norte do mapa com os lineamentos tardios de direção NW–SE. .... 80

**Figura 32.** Variação na porcentagem de fenocristais e na cor da matriz para as rochas vulcânicas a subvulcânicas da área de estudo. **A)** Andesito porfirítico com 10% de fenocristais de plagioclásio e matriz preta com tons de vinho e cinza, que indicam respectivamente a presença de biotita e sericita hidrotermal. A rocha apresenta fluxo ígneo e vênulas tardias de epidoto e clorita. **B)** Andesito basáltico porfirítico com 15% de fenocristais de plagioclásio e piroxênio em matriz cinza a cinza-esverdeado, com alteração sericítica e propilítica. **C)** Andesito a dacito porfirítico com 40% de fenocristais de feldspato alaranjados devido à alteração potássica e matriz predominantemente preta, com tons de vinho indicativo de alteração potássica com biotita. A rocha é cortada por vênulas tardias de epidoto e clorita. .... 83

**Figura 33.** **A)** Biotita grano- a monzogranito com titanita e magnetita com epidotização fissural tardia. **B)** Lâmina polida da mesma rocha com vênula brechóide de epidoto com fragmentos de quartzo. .... 84

**Figura 34.** **A-B)** Biotita grano- a monzogranito com titanita e magnetita. A alteração propilítica é caracterizada associação de clorita  $\pm$  epidoto que substitui principalmente o plagioclásio. A alteração sericítica também é seletiva e de intensidade fraca. O microclínio é produto de alteração do ortoclásio. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **C-D)** Biotita cloritizada, com exsolução de minerais opacos, próximo a cristal de ortoclásio com alteração hidrotermal para microclínio. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **E)** Microclínio apresentando geminação tartã com inclusão de titanita, com vênula de epidoto fino. **F)** Vênula de brecha hidrotemal com

fragmentos angulosos de quartzo e de feldspato. Chl: clorita; Ep: epidoto; Fds: feldspato; Kfs h: feldspato potássico hidrotermal; Mag: magnetite; Mc: microclínio; Qtz: quartzo; Ser: sericita; Ti: titanita.

..... 86

**Figura 35. A)** Diabásio equigranular fino a médio. As cores verdes são principalmente devidas à alteração propilítica pervasiva com clorita. **B)** Lâmina polida de diabásio. .... 87

**Figura 36.** Fotomicrografias do diabásio. As imagens a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Aspecto petrográfico do diabásio equigranular fino a médio, com textura subofítica. **C-D)** Diabásio com relíquias de augita parcialmente substituída por actinolita e clorita hidrotermais. **E-F)** Diabásio com cristais de labradorita com substituição por sericita/muscovítica. Act: actinolita; Aug: augita; Chl: clorita; Lab: labradorita; Mag: magnetita; Ms: muscovita. .... 89

**Figura 37. A)** Andesito basáltico porfirítico com megacristais máficos levemente orientados e intensa venulação tardia composta por zoisita, clinozoisita e epidoto subordinado. **B)** Lâmina polida de andesito basáltico porfirítico, com megacristais de augita alterados para actinolita. **C)** Andesito basáltico pórfiro com megacristais de plagioclásio tabulares a irregulares levemente orientados, e megacristais de piroxênio arredondados. **D)** Lâmina polida de andesito basáltico porfirítico com megacristais de plagioclásio. A coloração esverdeada observada em ambas lâminas é devida à alteração propilítica, formada essencialmente por actinolita, epidoto e clorita. .... 90

**Figura 38.** Fotomicrografias para andesito basáltico porfirítico. As imagens a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Andesito basáltico porfirítico com megacristal de augita alterado para actinolita. **C-D)** Aspecto da matriz do andesito basáltico porfirítico, composta por andesina, actinolita e epidoto. Act: actinolita; And: andesina; Aug: augita; Ep: epidoto. .... 91

**Figura 39. A)** Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio brancos e matriz preta, com forte alteração fissural tardia composta por epidoto. **B)** Padrão *stockwork* brechóide da alteração hidrotermal e; **C)** Padrão venular, em parte também brechóide, com finos fragmentos da rocha encaixante. .... 92

**Figura 40. A)** Andesito porfirítico com fenocristais de plagioclásio com bordas alteradas para biotita, cortado por vênulas tardias de clorita. **B)** Fenocristais de hornblenda magmática, com alteração incipiente para epidoto, em matriz composta por plagioclásio, quartzo e magnetita. **C-D)** Foliação de fluxo indicada pela orientação dos fenocristais de oligoclásio, ao centro, e plagioclásio, ao redor. A matriz é composta por plagioclásio, quartzo e magnetita. A rocha foi posteriormente cortada por finas vênulas de clorita. A imagem da direita foi capturada com os polarizadores cruzados. Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio. .... 94

**Figura 41. A-B)** Amostra e lâmina delgada polida de tufo vulcânico com fragmentos angulosos de cristais de feldspato em matriz muito fina. **C-D)** Fragmentos angulosos de plagioclásio e magnetita, e cristais alterados para epidoto em matriz muito fina. **E-F)** Fragmentos angulosos de plagioclásio, magnetita e plagioclásio alterado para clorita em matriz muito fina. As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. Chl: clorita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio. .... 95

**Figura 42. A)** Dacito porfirítico com fenocristais de plagioclásio brancos e alaranjados em matriz escura a levemente acinzentada, com vênulas de epidoto. Os fenocristais alaranjados são resultado da substituição parcial por feldspato potássico durante a alteração potássica. **B)** Lâmina polida de dacito porfirítico. A matriz apresenta maior quantidade de biotita relativamente aos andesitos.

**C-D)** Amígdalas preenchidas por quartzo e preenchimento final pelo mesmo mineral, com textura sugestiva de recristalização e carbonatos. A matriz está enriquecida em biotita hidrotermal e quartzo. **E-F)** Dacito porfirítico com fenocristais de plagioclásio em matriz rica em biotita hidrotermal e pequenos cristais de quartzo. As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. Bt: biotita; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo. .... 97

**Figura 43. A-B)** Riodacito porfirítico com fenocristais de feldspato fortemente potassificados e, menos frequentemente, de quartzo. A rocha possui finas vênulas tardias de epidoto posteriores às vênulas de quartzo. **C-D)** Agregado de quartzo arredondado por absorção magmática, provavelmente indicativo de textura glomeroporfirítica, em matriz composta essencialmente por quartzo e feldspato fino, com esparsos cristais de biotita, magnetita, clorita e epidoto. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **E-F)** Riodacito com foliação bem marcada pelo arranjo da biotita, clorita e clinofibólito. Apatita bem formada também ocorre junto a magnetita em agregados hidrotermais... 99

**Figura 44. A-B)** Metarenito grosso mal selecionado, brechado e com fragmentos angulosos de quartzo, cortado por diversas vênulas de quartzo + magnetita  $\pm$  pirita, feição que tinga a rocha de vermelho após alteração supérgena. A rocha também apresenta diversos *boxworks* de pirita disseminada. **C-D)** Metarenito grosso a microconglomerado polimítico, com matriz composta por quartzo e muscovita de granulação muito fina. **E-F)** metaconglomerado a metamicroconglomerado com matriz oxidada. .... 100

**Figura 45. A-B)** Arenito grosso mal selecionado. A matriz é composta por quartzo e sericita de granulação fina. A imagem da direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **C)** Vênula de quartzo e magnetita, *boxworks* de pirita intemperizada ocorrem associados à vênula e também de modo disseminado em arenito mal selecionado. **D)** Arenito mal selecionado composto por grãos de quartzo com diversos graus de arredondamento, apresentando finas vênulas de magnetita. **E-F)** Microconglomerado suportado por clastos com grãos detríticos de magnetita. A imagem da direita foi capturada com os polarizadores cruzados. Bw-py: *Boxwork* de pirita; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Qtz: quartzo. .... 101

**Figura 46. A-B)** Metarenito com foliação marcada pela orientação dos cristais de muscovita, com pequena porcentagem de minerais opacos. **C-D)** Metarenito com foliação definida pela orientação dos cristais de muscovita e de minerais opacos..... 102

**Figura 47. A)** Muscovita com inclusões de magnetita e lamelas de minerais opacos nos planos de clivagem, que sugere ser produto da alteração hidrotermal de biotita. **B)** Agregado de cristais de magnetita envolvidos por sericita fina. Esta imagem foi capturada com os polarizadores cruzados. **C-D)** Sericita preenchendo os interstícios entre os grãos de quartzo fracamente deformados. **E-F)** Muscovita grossa envolta por cristais de quartzo com contatos engrenados. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. Mag: magnetita; Ms: muscovita; Qtz: quartzo..... 103

**Figura 48. Rochas com silicificação pervasiva que oblitera o protólito. A-B)** Rocha cortada por diversas vênulas de quartzo em padrão anastomosado. As vênulas se cristalizam formando feições do tipo *comb* e drusiforme. **C-D)** Rocha apresentando silicificação pervasiva fina, cortada por vênula de quartzo *comb*..... 104

**Figura 49. Fotomicrografias para rochas hidrotermalizadas. As imagens a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. A-B)** Vênula de quartzo do tipo *comb* com quartzo zonado e cavidades, indicativos de processos consecutivos de abertura e preenchimento de espaço. **C-D)**

Vênulas de quartzo com padrão anastomosado que cortam rocha com alteração pervasiva de quartzo e muscovita, de intensidade forte e fraca, respectivamente. Raros feldspatos sugere origem ígnea do protólito. **E-F)** Rocha com forte silicificação pervasiva cortada por finas vênulas de muscovita. Fds: feldspato; Ms: muscovita; Qtz: quartzo; Vug: cavidade. .... 105

**Figura 50.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Fenocristal de plagioclásio com alteração potássica, representada pela formação de biotita, e ferro-cálcica, representada pela formação de clinoanfibólio. O fenocristal apresenta leve deformação associada temporalmente com a alteração hidrotermal. **C-D)** Fenocristais de plagioclásio em matriz composta por quartzo fino e alteração potássica caracterizada pela formação de biotita, a qual apresenta textura de fluxo hidrotermal bem marcado. **E-F)** Fenocristais de plagioclásio totalmente substituídos por biotita flocular em matriz muito fina. Bt: biotita; Cam: clinoanfibólio; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo. .... 108

**Figura 51.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Sombra de pressão formada em cristal de magnetita de granulação grossa, evidência de cristalização da assembleia hidrotermal durante deformação. **C-D)** Cristais hidrotermais de clinoanfibólio, carbonato e apatita associados a magnetita. **E-F)** Cristais de clinoanfibólio com alteração para biotita. Ap: apatita; Bt: Biotita; Cam: clinoanfibólio; Cb: carbonato; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio. .... 109

**Figura 52.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Fenocristal de plagioclásio potassificado. A potassificação pode ser reconhecida pela perda da continuidade óptica do cristal, pela cor marrom e pelo aspecto corroído que a borda do cristal adquire. **C-D)** Fenocristal de plagioclásio substituído completamente por sericita, com parcial sobreposição de alteração clorítica. **E-F)** Fenocristal de plagioclásio substituído por epidoto e clorita, com formação de um grande cristal de pirita associado. Chl: clorita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Kfs: feldspato potássico; Pl: plagioclásio; Py: pirita. .... 110

**Figura 53.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Vênula sinuosa de biotita em andesito a dacito porfírico. A alteração fissural, ao encontrar cristais de feldspato os afeta pervasivamente. **C-D)** Fenocristal de plagioclásio com alteração de biotita em planos de fratura e alteração posterior de magnetita. **E-F)** Vênula com contatos sinuosos, composta predominantemente por magnetita, com quartzo e epidoto. .... 112

**Figura 54.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. Alterações fissurais tardias, que representam fluidos com diferentes atividades de cálcio, magnésio, potássio e ferro. **A)** Vênula de brecha, possivelmente hidrotermal, com epidoto de granulação fina e fragmentos de plagioclásio e quartzo. **B-C)** Vênulas e cavidade, com epidoto, biotita verde e clinoanfibólio. O epidoto ocorre nas bordas da cavidade e os cristais orientam-se para o centro, que indica tratar-se de uma cavidade, posteriormente preenchida pela biotita verde e alguns cristais de clinoanfibólio. **D)** Vênula formada por dois tipos texturais de epidoto, um bem cristalizado nas bordas da vênula, e outro fino em seu interior. **E)** Vênula formada por cristais de epidoto, clorita e clinoanfibólio. Bt: biotita; Cam: clinoanfibólio; Chl: clorita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio. .... 113

**Figura 55.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Alteração fissural rica em titanita, cortada por vênula de epidoto. **C-D)** Vênula zonada, formada por magnetita nas bordas e cristais fragmentados de epidoto e granada em seu interior, envolvidos por

clorita de granulação muito fina. **E-F)** Vênula composta por epidoto  $\pm$  clinozoisita  $\pm$  quartzo e magnetita, com bordas que apresentam formação de hastingsita e clinoanfíbólio. Cam: clinoanfíbólio; Chl: clorita; Ep: epidoto; Grt: granada; Hs: hastingsita; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Ttn: titanita. .... 114

**Figura 56. A)** Vênulas sinuosas de alteração hidrotermal fissural, compostas por quartzo na borda e muscovita em seu interior. A rocha apresenta fenocristais de plagioclásio com alteração potássica e formação de biotita hidrotermal na matriz. **B)** Cavidade preenchida por quartzo, e muscovita nas bordas. **C-D-E-F)** Vênulas zonadas, com quartzo na borda e muscovita em seu interior. O núcleo destas vênulas é composto por biotita cloritizada, e indica a evolução do fluido de alteração, de baixa temperatura a maior temperatura. Estas vênulas são sobrepostas por epidotização e cloritização. Bt: biotita; Chl: clorita; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo. .... 116

**Figura 57. A-B)** Vênula do tipo-A, composta por quartzo + calcopirita, sobreposta por epidoto e esfalerita. **B-C)** Calcopirita e esfalerita em vênula composta por quartzo e epidoto. A esfalerita apresenta pequenas inclusões de calcopirita, feição conhecida como *chalcopyrite disease*. **E-F)** Calcopirita inclusa em vênula composta por esfalerita e epidoto. .... 117

**Figura 58.** Composição das rochas, que evidenciam uma série cálcio-alcalina, com predominância de rochas de composição dacítica, peraluminosas e subalcalinas, com leve tendência alcalina. **A)** Diagrama de classificação de alcalinidade, segundo Frost & Frost (2008). **B)** Diagrama de índice de alumina saturação, segundo Frost & Frost (2008). **C)** Diagrama TAS para classificação litológica, segundo Le Maitre *et al.* (1989). **D)** Diagrama de classificação litológica de Pearce (1996), que utiliza as razões Nb/Y e Zr/Ti para caracterizar os litotipos. .... 118

**Figura 59.** Diagramas Harker para 73 das amostras de rocha da área de estudo. **A)**  $\text{SiO}_2$  x MgO; **B)**  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ; **C)**  $\text{SiO}_2$  x  $\text{K}_2\text{O}$ ; **D)**  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Na}_2\text{O}$ ; **E)**  $\text{SiO}_2$  x CaO; **F)**  $\text{SiO}_2$  x  $\text{TiO}_2$ ; **G)**  $\text{SiO}_2$  x  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ; **H)**  $\text{SiO}_2$  x MnO. Os diagramas mostram, em geral, uma tendência de correlação negativa com a sílica evidente no diagrama do magnésio, alumínio, titânio e ferro. Os diagramas de potássio, sódio e cálcio apresentam tendências verticais com dados dispersos, o que indica a influência do hidrotermalismo. .... 119

**Figura 60.** As rochas da área de estudo apresentam características químicas da série cálcio-alcalina, com predominância dos membros de alto potássio. São rochas hidratadas, formadas em ambiente de arco vulcânico que evoluem para ambiente de interior de placa. **A)** Diagrama de subdivisão para rochas subalcalinas, segundo Le Maitre *et al.* (1989) e Rickwood (1989). **B)** Diagrama de classificação para rochas vulcânicas félsicas, segundo Hart *et al.* (2014). FI e FII: rochas de composição dacíticas a riolíticas com afinidade alcalina a cálcio-alcalina; FIIIa e FIIIb: rochas de composição riodacíticas e riolíticas com alto teor de sílica e afinidade tholeiítica; FIV: rochas de composição riolítica com alto teor de sílica e afinidade tholeiítica. **C)** Diagrama de classificação do ambiente tectônico de formação de rochas graníticas, segundo Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG: rochas de ambiente sincolisional; WPG: rochas de ambiente de interior de placa; VAG: rochas de ambiente de arco vulcânico; ORG: rochas de ambiente de dorsal oceânica. **D)** Diagrama de classificação de rochas adakíticas com base na razão Sr/Y e Y, segundo Richards & Kerrich (2007). O gráfico sugere a presença de dois *trends* evolutivos, proveniente das rochas adakíticas e outro em direção das rochas vulcânicas consideradas normais, sem protólito hidratado. .... 120

**Figura 61.** Diagrama *spider* para elementos terras raras, normalizado por condrito de McDonough & Sun (1995). As rochas de ambas tendências sugeridas apresentam fracionamento de

elementos terras raras pesados e médios, além de fraco fracionamento de Eu, características estas interpretadas como decorrentes de cristalização fracionada de anfibólio em magmas hidratados e de plagioclásio, respectivamente (Richards, 2011). ..... 121

**Figura 62.** *Alteration Box Plot*, Segundo Large *et al.* (2001). **A)** Campo das rochas pouco hidrotermalizadas. **B)** Campo das potenciais rochas hospedeiras para a mineralizações do tipo VMS. **C)** Campo das rochas com forte alteração hidrotermal. **1)** Alteração hidrotermal com tendência para cloritização e sericitização. **2)** Alteração hidrotermal com tendência para carbonatação. **AI:**  $100 \cdot (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$ ; **CCPI:**  $100 \cdot (MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$ . ..... 122

**Figura 63.** Diagrama de classificação para alteração hidrotermal associada a depósitos do tipo IOCG, segundo Montreuil *et al.* (2013). As rochas da área de estudo se encontram predominantemente no campo das rochas com fraca alteração de Ca e Fe, representado pela formação de epidoto, e gradam para este campo a partir do campo de alteração potássica, representada pela formação de muscovita. .... 123

**Figura 64.** Resultado de análise de difração de raios-X para fração argila da amostra AP-149. Os picos em 21Å e 27Å concentra grande parte dos minerais analisados, sendo referentes ao quartzo. O pico em 9Å é referente à muscovita, que ocorre em baixa proporção. Picos em torno de 14Å, esperado para argilas, não são observados. .... 124

**Figura 65.** Resultado de análise de difração de raios-X para fração argila da amostra AP-189. Os picos em 21Å e 27Å concentra grande parte dos minerais analisados, sendo referentes ao quartzo. O pico em 9Å é referente à muscovita, que ocorre em baixíssima proporção. Picos em torno de 14Å, esperado para argilas, não são observados. .... 124

**Figura 66.** Resultado de análise de difração de raios-X para fração argila da amostra AP-223. Os picos em 21Å e 27Å concentra grande parte dos minerais analisados, sendo referentes ao quartzo. O pico em 9Å é referente à muscovita, que ocorre em menor proporção. Picos em torno de 14Å, esperado para argilas, não são observados. .... 125

**Figura 67.** Sulfetos em vênulas de quartzo granular com epidoto tardio. **A)** Imagem BSE para sulfetos de zinco e cobre. **B)** Mapa de concentração de silício. **C)** Mapa de concentração de cálcio. **D)** Mapa de concentração de cobre. **E)** Mapa de concentração de zinco. **F)** Mapa de concentração de ferro. .... 127

**Figura 68.** Associação de alteração comum para cristais de magnetita e titanomagnetita, com entrada de cálcio e sílica no sistema. **A)** Imagem BSE para o mineral opaco. **B)** Mapa de concentração de silício. **C)** Mapa de concentração de titânio. **D)** Mapa de concentração de cálcio. **E)** Mapa de concentração de ferro. .... 128

**Figura 69.** **A-B-C)** Imagem BSE para mineral opaco em sombra de pressão. **D)** Mapa de concentração de silício. **E)** Mapa de concentração de alumínio. **F)** Mapa de concentração de fósforo. .... 129

**Figura 70.** (Continuação). **C)** Imagem BSE para esfalerita inclusa em epidoto. **G)** Mapa de concentração de cálcio. **H)** Mapa de concentração de magnésio. **I)** Mapa de concentração de potássio. **J)** Mapa de concentração de titânio. **K)** Mapa de concentração de zinco. .... 130

**Figura 71.** **A)** Calcopirita inclusa em andradita e associada a pirita, em vênula de epidoto. **B)** Vênula rica em andradita com epidoto e clorita, com bordas de magnetita. **C)** Cristal de andradita em vênula de epidoto, com alteração para epidoto e clorita em planos de fratura. .... 131



<b>Figura 72.</b> Muscovita com exsolução de lamelas ricas em óxidos de ferro e exsolução de titanomagnetita, formada pela substituição de biotita por muscovita hidrotermal. ....	132
<b>Figura 73.</b> Cloritização da biotita, com formação de lamelas de apatita e de titanita. <b>A)</b> Imagem BSE para biotita e plagioclásio. <b>B)</b> Mapa de concentração de silício. <b>C)</b> Mapa de concentração de potássio. <b>D)</b> Mapa de concentração de magnésio. <b>E)</b> Mapa de concentração de cálcio. <b>F)</b> Mapa de concentração de titânio. <b>G)</b> Mapa de concentração de flúor. ....	133
<b>Figura 74.</b> Modelo teórico proposto para a evolução geológica do sul da Província Mineral do Tapajós, domínio vulcânico. <b>A)</b> O embasamento da região deve ser formado por rochas associadas às Suítes Intrusivas Creporizão e Parauari, e a presença de estruturas E–W, associadas a um embasamento arqueano, são os principais condutos para a ascensão de magmas provenientes da fusão parcial da cunha mantélica em ambiente de subducção, e forma um arco magmático continental. <b>B)</b> O primeiro estágio do magmatismo é representado pela formação de rochas vulcânicas cálcio alcalinas, que formam sucessivos derrames de composição andesito basáltica, andesítica, dacítica e riodacítica. A formação de edifícios vulcânicos e rochas vulcanoclásticas associadas é intercalada com rochas sedimentares oxidadas, formadas em ambientes de leques aluviais, lacustres e fluviais, que também indicam ambiente continental, conforme proposto por Juliani et al. (2014).....	138
<b>Figura 75.</b> É possível observar que as anomalias de chumbo se encontram relacionadas com maiores valores do <i>Alteration Index</i> (AI), enquanto que as anomalias de zinco, cobre e prata estão relacionadas com maiores valores do <i>Chlorite-Carbonate-Pyrite Index</i> (CCPI). A distribuição dos isovalores de ambos índices, por sua vez, correlaciona-se com os teores de óxido de cálcio e óxido de potássio das análises de rocha total, que refletem a alteração propilítica e alteração sericítica, respectivamente. A presença de anomalias de cobre sobreposta por prata sugere que houve sobreposição de alteração de maior temperatura por uma alteração de menor temperatura. As anomalias de rocha total para cobre, zinco, chumbo e prata (média +2σ) foram plotadas apenas para afloramentos <i>in situ</i> . As estrelas representam rochas que plotam no campo de possíveis hospedeiras para a mineralização no <i>Alteration Box Plot</i> , segundo Large et al. (2001). <b>A)</b> Distribuição na área de estudo das linhas de isovalores para o <i>Alteration Index</i> e <i>Chlorite-Carbonate-Pyrite Index</i> . <b>B)</b> Interpolação do teor de sílica para análises de rocha total. <b>C)</b> Interpolação do teor de óxido de cálcio para análises de rocha total. <b>D)</b> Interpolação do teor de óxido de potássio para análises de rocha total .....	142

## ÍNDICE DE TABELAS

<b>Tabela 1.</b> Características geoquímicas de magmas adakíticos, segundo Defant & Drummond (1990) e Richards & Kerrich (2007). .....	48
<b>Tabela 2.</b> Zonas de alteração hidrotermal de sistemas pórfiros, sua disposição ao redor da intrusão, principais minerais constituintes e temperatura de formação. Segundo Sinclair (2007) e Sillitoe (2010). .....	56
<b>Tabela 3.</b> Características dos fluidos associados aos depósitos epitermais <i>high-, intermediate- e low-sulfidation</i> , segundo Hedenquist <i>et al</i> (2000) e Robb (2005). .....	58
<b>Tabela 4.</b> Código de identificação, data e hora de aquisição da imagem utilizada no processamento. Informações sobre o Landsat TM e sua resolução espectral e espacial. ....	60
<b>Tabela 5.</b> Cores associadas ao mapa ternário e elementos radioativos presentes. ....	62
<b>Tabela 6.</b> Resultado da <i>Principal Component Analysis</i> (PCA) aplicada sobre as razões de bandas. ....	70
<b>Tabela 7.</b> Variações na cor da matriz das rochas vulcânicas a subvulcânicas da área de estudo de acordo com o tipo de alteração hidrotermal predominante. ....	82
<b>Tabela 8.</b> Características petrográficas do grano- a monzogranito. ....	85
<b>Tabela 9.</b> Características petrográficas do diabásio. ....	88
<b>Tabela 10.</b> Características petrográficas do andesito basáltico porfíritico. ....	91
<b>Tabela 11.</b> Características petrográficas do andesito porfíritico. ....	93
<b>Tabela 12.</b> Características petrográficas do dacito. ....	96
<b>Tabela 13.</b> Características petrográficas do riodacito. ....	98
<b>Tabela 14.</b> Características petrográficas do metarenito, região central da área de estudo. .	100
<b>Tabela 15.</b> Características petrográficas do metarenito, região norte da área de estudo. ...	102
<b>Tabela 16.</b> Características petrográficas de rochas hidrotermalizadas. ....	104
<b>Tabela 17.</b> Análise EDS para vênula do tipo A, com calcopirita, esfalerita e epidoto. ....	127
<b>Tabela 18.</b> Análise EDS para borda e núcleo de minerais opacos. ....	128
<b>Tabela 19.</b> Análise EDS para opaco e minerais cristalizados em sombra de pressão. ....	129
<b>Tabela 20.</b> Análise EDS para vênula de andradita e epidoto. ....	131
<b>Tabela 21.</b> Análise EDS para muscovita com exsolução de ferro. ....	132
<b>Tabela 22.</b> Resultados de análises de microsonda eletrônica da composição química de minerais (Anexo 12). ....	134

## ANEXOS

**Anexo 1.** Sucessão de eventos de subducção relacionados a formação das rochas plutônicas e vulcânicas da Província Mineral do Tapajós, segundo Santos *et al.* (2004). Os autores propõem dois períodos, o primeiro de 2040–1880 Ma, nomeado de Orógeno Tapajós–Parima, e o segundo de 1870–1760 Ma, caracterizado como pós-orogênico. Durante o primeiro período haveria ocorrido a formação de diversos arcos de ilha e arcos continentais, que foram amalgamados a um núcleo arqueano, dispostos e estruturados segundo NW-SE. De acordo a concepção dos autores, o arco magmático continental Parauari é o único privado de rochas vulcânicas, e a mineralização de ouro da Província estaria relacionada aos eventos pós-orogênicos. .... 155

**Anexo 2.** Mapa geológico para a área de estudo, escala 1:25.000. As rochas vulcânicas a subvulcânicas presentes caracterizam a série cálcio-alcálica estendida, típica associação de ambiente de arco magmático. As evidências de campo sugerem que estas rochas estão sobrepostas a Suíte Intrusiva Parauari, e ambas são cortadas por um dique de diabásio. Rochas metassedimentares recobrem as rochas vulcânicas. A unidade descrita como rocha hidrotermalizada consiste em rochas com forte silicificação e sericitização, e estão associadas a estruturas superficiais de direção NW-SE, mas estruturas profundas de direção E-W predominam em toda a região. Nenhum contato foi observado entre as unidades, mas perfis desenvolvidos ao longo da área indicam a predominância de rochas menos evoluídas na base que gradam para rochas mais evoluídas no topo. .... 156

**Anexo 3.** Mapa de alteração hidrotermal sobreposto a mapa geológico (Anexo 2), escala 1:25.000. A alteração propilítica de baixa temperatura (epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonato  $\pm$  albita) ocorre distribuída por toda a área de estudo e não é apresentada no mapa. As alterações hidrotermais apresentam forte grau de sobreposição, e estão alinhadas aproximadamente WNW-ESE a NW-SE. As linhas de alteração hidrotermal representam o tipo de alteração predominante, e as setas indicam para qual direção sua intensidade aumenta. É possível reconhecer alterações de alta temperatura, que indicam metamorfismo de contato, na porção oeste da área de estudo, com a formação de *skarns*. Este metamorfismo sobrepõem um sistema de alteração do tipo pórfiro, o qual é por sua vez sobreposto por um sistema epitermal. As alterações hidrotermais a leste sugerem a presença de uma intrusão com afinidade mais alcalina, e mais profunda. .... 157

**Anexo 4.** Mapa geológico (Anexo 2) com base de dados para a área de estudo, escala 1:25.000. Realizou-se a descrição de aproximadamente 120 afloramentos. Foram confeccionadas 75 seções delgadas polidas, das quais 10 foram analisadas por EDS e 5 analisadas por WDS. .... 158

**Anexo 5.** Composição colorida construída a partir da PCA aplicada sobre razões de banda (Tabela 5). As regiões em vermelho (NIR / SWIR II) estão associadas a vegetação próxima a rios e com alta disponibilidade de água, e as regiões em verde (G / B) a vegetação de áreas planas. As regiões em azul (NIR / SWIR I) representam a vegetação de pé e meia encosta, enquanto que regiões em branco representam a vegetação de áreas mais elevadas. Não foi possível estabelecer boa correlação entre a resposta geobotânica e o litotipo ou a alteração hidrotermal presente nas rochas da área de estudo, apesar da feição topográfica estar diretamente relacionada com a erodibilidade das rochas presentes e de estruturas existentes. Estudos futuros com maior detalhe deverão melhorar a correlação geobotânica local com a composição química do solo e rocha. .... 159

**Anexo 6.** Mapa do canal de K para a região de estudo, escala 1:200.000. As maiores contagens estão associadas a Formação Castelo de Sonhos a norte e leste da área de estudo, devido a sua alta percentagem de muscovita. Também é possível observar estruturas circulares a anelares com alto potássio, além de alinhamentos de direção NW. As estruturas circulares a anelares podem representar intrusões, enquanto que as estruturas alinhadas devem estar associadas a altos topográficos da Formação Castelo de Sonhos..... 160

**Anexo 7.** Mapa do canal de Th para a região de estudo, escala 1:200.000. As maiores contagens de Th estão associadas a leste e a sul da região de estudos e se agrupam em formas circulares a elípticas, estas últimas orientadas grosseiramente E-W a WNW, e estão associadas provavelmente à presença de corpos intrusivos e/ou rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a básica. .... 161

**Anexo 8.** Mapa do canal de U para a região de estudo, escala 1:200.000. As contagens mais altas de U em geral apresentam boa correlação com as de Th, e possuem forma circular a elíptica, interpretadas como associadas a rochas de composição intermediária a básica. Na porção NW do mapa as altas contagens de urânio coincidem com a orientação do rio Curuá e devem representar depósitos aluvionários de argila e silte com matéria orgânica, responsável pelos valores de U obtidos..... 162

**Anexo 9.** Mapa do canal de K para a área de estudo, escala 1:20.000. Os maiores valores de K obtidos estão relacionados com as rochas da porção centro-oeste da estrutura circular delimitada por sensoriamento remoto e podem refletir tanto a presença de rochas mais evoluídas, félsicas, como rochas mais intensamente hidrotermalizadas. De modo análogo, valores baixos de K podem indicar a presença de rochas menos evoluídas, básicas, como rochas menos intensamente hidrotermalizadas. Altos valores também obtidos na porção norte da área estão relacionadas com a Formação Castelo de Sonhos, que possui rochas com grande percentagem de muscovita. .... 163

**Anexo 10.** Mapa do canal de Th para a área de estudo, escala 1:20.000. Os valores mais altos são obtidos na porção central da área e se apresentam alinhados em um *trend* com orientação geral de N60°W. Este alinhamento de valores altos de Th pode indicar a intrusão de rochas durante um regime de esforços com  $\sigma_1$  aproximadamente N-S a NNE-SSW, considerando-se que o Th se comporta como elemento imóvel durante processos de alteração hidrotermal. Valores baixos se relacionam com a presença de rochas da Formação Castelo de Sonhos, na porção norte da área. .... 164

**Anexo 11.** Mapa do canal de U para a área de estudo, escala 1:20.000. Os valores mais altos refletem a presença de rochas hidrotermalizadas que formam um *trend* de direção N60°W, enquanto que os valores mais baixos estão associados com as rochas da Formação Castelo de Sonhos, na porção norte. .... 165

**Anexo 12.** Resultados de análises WDS em anfibólio, biotita, clorita, epidoto, granada e piroxênio. .... 166

**Anexo 13.** Matriz de correlação para óxidos de elementos maiores e sua variação estatística. .... 169

## INTRODUÇÃO

Esta monografia foi desenvolvida em parceria com a empresa *Nexa Resources*, e contou com quatro meses de atividade de campo voltados para a exploração mineral em *green field* na região de Castelo de Sonhos (PA), porção sul da Província Mineral do Tapajós.

O Cráton Amazônico é uma região com alto potencial para hospedar depósitos formados em ambiente de subducção, relacionados a formação de arcos magmáticos, como depósitos do tipo pórfiro e epitermal. Estudos recentes descrevem sistemas de alteração epitermal *low-*, *intermediate-*, e *high-sulfidation* (Juliani *et al.*, 2002; 2005; Tokashiki, 2015; Ponte, 2016) e do tipo pórfiro (Juliani *et al.*, 2002; Misas, 2010; Aguja-Bocanegra, 2013; Cassini, 2016) para esta região do cráton.

As primeiras seções desta Monografia tratam da geologia regional do Cráton Amazônico e da Província Mineral do Tapajós, junto com uma revisão e discussão sobre sua evolução tectônica. Em seguida é apresentado um resumo sobre os processos necessários para a formação de depósitos do tipo pórfiro e epitermal em ambientes de tectônica convergente. Nesta seção é abordada a assinatura típica de magmas gerados em ambientes de subducção e os processos necessários para a formação de séries magmáticas cálcio-alcalinas, assim como os processos de MASH (Hildreth & Moorbath, 1988) e a importância de estruturas que permitam a ascensão e formação de pórfiros, além da relação do estado de oxidação do magma e o transporte de metais para níveis crustais mais rasos.

Na sequência são apresentados os materiais e métodos, que inclui informações sobre sensoriamento remoto e aerogeofísica, petrografia, geoquímica e a aplicação de índices de alteração hidrotermal e vetorização por química mineral em epidoto e clorita, e difração de raios X, utilizado para a identificação de possíveis argilas em rochas epitermais.

São também apresentados os resultados de processamentos de imagens de sensoriamento remoto na identificação de estruturas associadas a intrusões, em especial de possíveis *stocks* de pórfiros. Com a geobotânica, buscou-se identificar anomalias relacionadas a zonas de alteração hidrotermal, conforme preconizado por Almeida *et al.* (2009).

O uso de dados de aerogeofísica visou caracterizar as assinaturas gamaespectrométricas de determinados litotipos, bem como de alterações hidrotermais, enquanto que a aeromagnetometria auxiliou no reconhecimento de estruturas crustais preferenciais para colocação de magmas.

As seções seguintes descrevem macro- e microscópicamente as rochas, assim como os diversos tipos de alteração hidrotermal. Atenção especial foi dada na caracterização das vênulas típicas de mineralizações do tipo pórfiro.

Por fim são apresentadas as análises de rocha total, classificação geoquímica e petrogenética, índices de alteração hidrotermal, imagens e análises EDS e resultados de microsonda eletrônica.

A seção final trás uma breve discussão dividida em seis tópicos: 1) Potencial da Província Mineral do Tapajós do ponto de vista geológico e metalogenético com base em observações de campo e resultados analíticos; 2) Sensoriamento remoto e sua importância para o desenvolvimento e otimização de trabalhos prospectivos na região Amazônica e regiões densamente vegetadas; 3) Interpretação sobre a afinidade geoquímica e de ambiente tectônico para os resultados de rocha total obtidos; 4) Modelo de evolução geológica e hidrotermal para a área de estudo com base nas descrições petrográficas, geofísica, análises EDS e WDS, e modelos conceituais prévios; 5) Interpretação dos índices de alteração hidrotermal e resultados de química mineral com base no comportamento geoquímico das alterações relacionadas ao sistema pórfiro e epitermal; 6) Trabalhos futuros a serem desenvolvidos que podem vir a acrescentar significativo conhecimento geológico para a região.

## 1. MOTIVAÇÃO

Extenso magmatismo félsico multifásico (Bettencourt *et al.*, 2016), correlacionável a diversos ambientes geotectônicos (Kroonenberg & Roevers, 2010) ocorreram no Cráton Amazônico desde o Arqueano até o final do Proterozoico.

Este magmatismo mostra seu potencial para geração de depósitos minerais de classe mundial, a exemplo da Província Carajás e seus depósitos do tipo *Iron-Oxide-Copper-Gold* (Xavier *et al.*, 2012).

A Província Mineral do Tapajós apresenta, além de um rico histórico na produção de ouro aluvionar por meio da atividade garimpeira, grande potencial para depósitos associados a ambiente de arcos magmáticos continentais, como os depósitos do tipo pórfiro e epitermal (Juliani *et al.*, 2013; 2015). Diversos trabalhos (Juliani *et al.*, 2002; Tokashiki, 2015; Cassini, 2016) destacam as semelhanças dos sistemas encontrados no Tapajós com estes tipos de depósitos.

Tanto o Cráton Amazônico quanto a Província Mineral do Tapajós carecem de mapeamentos básicos em grande parte de sua extensão, e a exploração mineral em áreas tropicais, onde os perfis de alteração supergênicos são complexos, muitas vezes mascaram as evidências indicativas de depósitos minerais rasos (Anand, 2016; Butt, 2016; Xueqiu *et al.*, 2016).

Entretanto, recentes descobertas na região, além de previsões favoráveis para o preço futuro do cobre (Elshkaki *et al.*, 2016) e de outros metais base e metais preciosos, associados principalmente com a crescente demanda por tecnologias que apresentem soluções de novas matrizes energéticas renováveis (Månberger & Stenqvist, 2018), como os carros elétricos, mostram-se promissoras e indicativas de uma nova fase para a exploração mineral no Cráton Amazônico e no Brasil.

## 2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica das rochas vulcânicas a subvulcânicas presentes na região sul da Província Mineral do Tapajós, região de Castelo de Sonhos (PA), assim como de seu sistema hidrotermal, e visam avaliar o potencial metalogenético para ocorrência de mineralizações de Cu–Mo–Au paleoproterozoicas.

### 3. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo insere-se na porção sul da Província Mineral do Tapajós (Fig. 1), a leste da cidade de Castelo de Sonhos, Pará.

O acesso até a região pode ser feito por meio de avião até Sinop (MT) e o trecho Sinop – Castelo de Sonhos por carro, via BR-163, e dali a área pode ser acessada por vias secundárias não pavimentadas.

Devido o potencial interesse econômico e ao sigilo comercial, uma vez que a área de estudo está em prospecção pela *Nexa Resources*, algumas figuras não apresentarão sua localização geográfica

### 4. O CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico abrange uma área de aproximadamente  $4,4 \times 10^6$  km<sup>2</sup>, distribuída ao longo dos estados do MS, MT, PA, RO, AM, AP e RR. Esta área corresponde a cerca de metade do território brasileiro e se estende também para algumas porções do Paraguai, Bolívia, Colômbia, Venezuela, Suriname, Guiana e Guiana Francesa (Hasui *et al.*, 2012).

Esta porção do território possui grande importância no contexto hidrológico, por abrigar a maior bacia hidrográfica do mundo, a Bacia Amazônica. No contexto metalogenético (Sperling & Soares, 2014), nesta região se localizam as províncias minerais de Carajás (Fe, Ni, Cu, Au, Mn), com diversos depósitos minerais de classe mundial, e do Tapajós (Guimarães *et al.*, 2015) e de Alta Floresta (Au, Cu), Pitinga e Rondônia (Sn), e Transamazonas (Au, Fe, Mn).

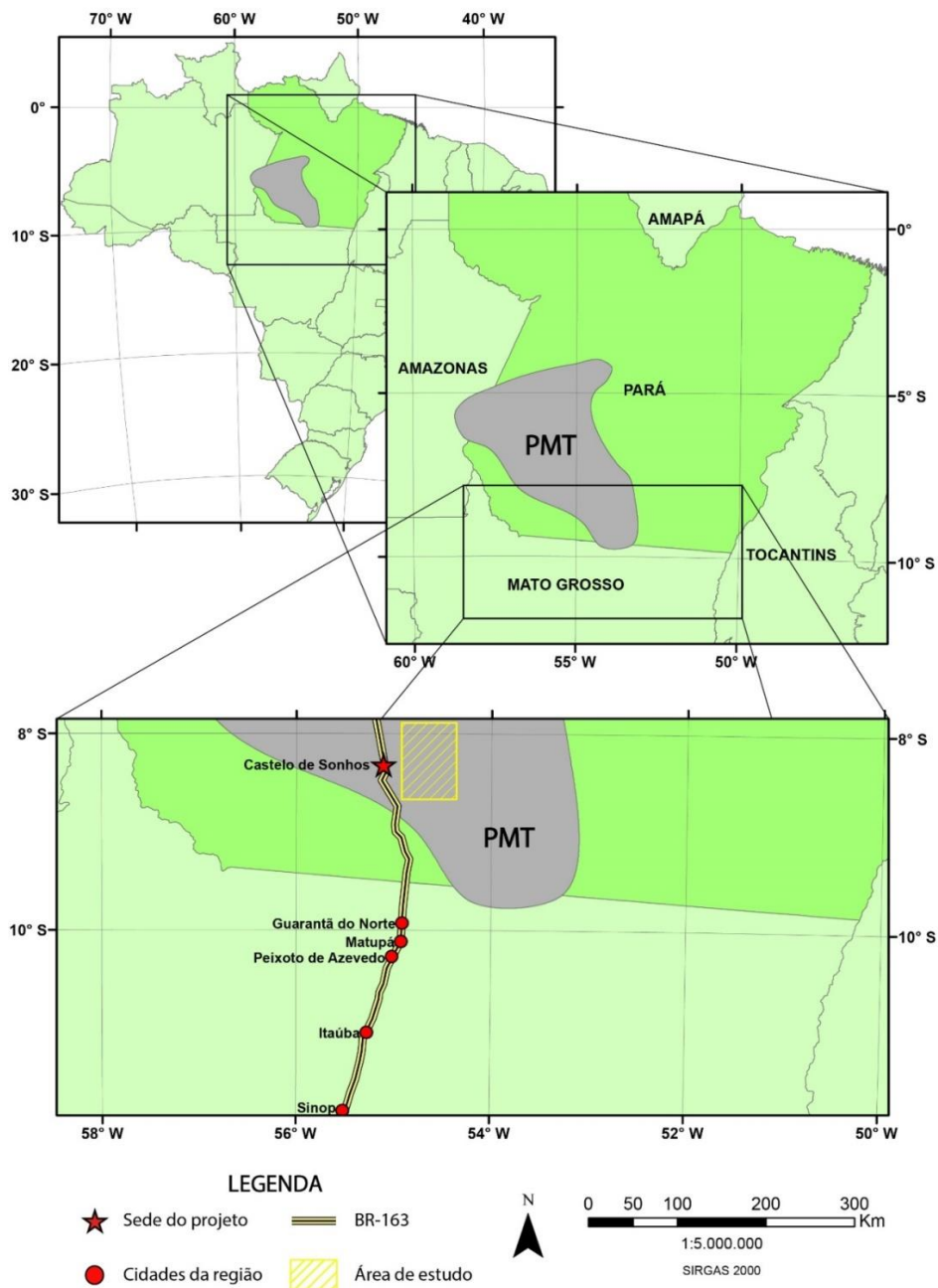
Os primeiros estudos acerca da compartimentação do cráton remetem a Susczynski (1970), que reconhece, com base em poucos dados geológicos, a existência de faixas de direção NW que diferiam em litologia e em sua estruturação.

A partir de datações K–Ar e Rb–Sr e dados geológicos, Amaral (1974) reconheceu que o cráton é formado por rochas arqueanas a paleoproterozoicas, estas geneticamente relacionadas a três eventos de reativação após o Ciclo Transamazônico. Estes eventos foram denominados de Paraense (1,70–1,55 Ga), Madeirense (1,40–1,25 Ga) e Rondoniense (1,05–0,90 Ga), os quais subdividiriam o Cráton Amazônico em três províncias: Amazônia Oriental, Central e Ocidental.

Cordani *et al.* (1979), a partir de diversas datações K–Ar e Rb–Sr, propuseram um modelo distinto do de Amaral (1974) ao subdivirem o cráton em quatro unidades: Amazônia Central (>2,5 Ga), cercada por duas faixas móveis de direção NW, sendo a nordeste denominada Maroni–Itacaiúnas (2,10–1,80 Ga) e a sudeste Rio Negro–Juruena (2,10–1,45 Ga), além de uma unidade mesoproterozoica denominada Rondoniana (1,40–1,20 Ga) no



extremo sudoeste. Deste modo, passou-se a interpretar a evolução geológica do cráton como relacionada a processos de subducção e acreção de terrenos ao núcleo arqueano.

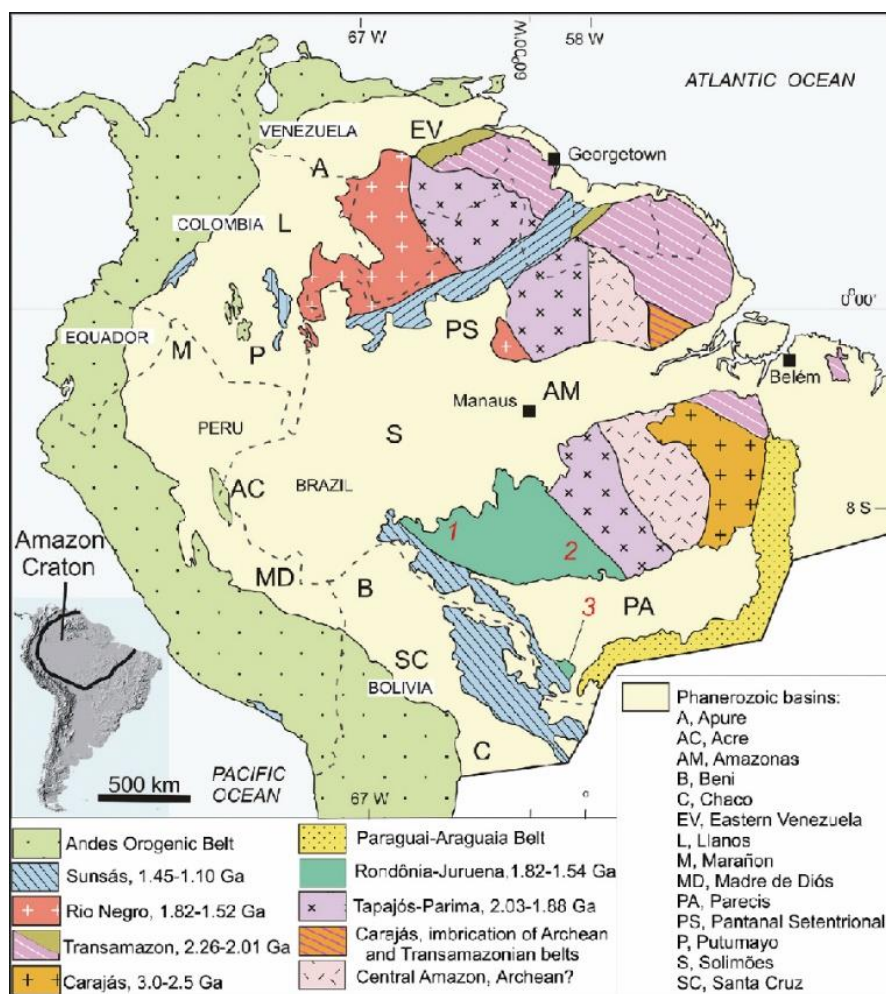


**Figura 1.** Localização geográfica da Província Mineral do Tapajós (PMT), com a área de estudo destacada no retângulo amarelo, o principal acesso, constituído pela rodovia Cuiabá–Santarém (BR-163), e as principais localidades.

Os modelos propostos por Tassinari & Macambira (2004), Cordani & Teixeira (2007) e Cordani *et al.* (2009) compartimentaram o cráton em seis províncias geocronológicas nomeadas, de nordeste para sudoeste, como: Maroni–Itacaiúnas (2,20–1,90 Ga), Amazônia

Central ( $> 2,5$  Ga), Ventuari–Tapajós (2,00–1,81 Ga), Rio Negro–Juruena (1,78–1,55 Ga), Rondoniana–San Ignácio (1,56–1,30 Ga) e Sunsás (1,20–0,95 Ga).

De acordo com Santos *et al.* (2000; 2008), o cráton seria dividido (Fig. 2) nas províncias tectônicas Amazônia Central ( $> 2,50$  Ga), Carajás–Imataca (3,0–2,5 Ga), Transamazônica (2,26–2,01 Ga), Tapajós–Parima (2,03–1,88 Ga), Rondônia–Juruena (1,82–1,54 Ga), Rio Negro (1,82–1,52 Ga), Sunsás (1,45–1,10 Ga) e no cinturão de cisalhamento K'Mudku (1,33–1,10 Ga).



**Figura 2.** Estruturação do Cráton Amazônico em províncias tectônicas, segundo Santos *et al.* (2000, 2008). O Cráton Amazônico é dividido pelos autores em sete províncias tectônicas de direção aproximadamente NW–SE de acordo com suas idades. Estas idades variam desde o arqueano ( $> 2,5$  Ga) a leste, até o neoproterozoico (1.000–541 Ma) na porção a oeste.

#### 4.1. Província Carajás

A Província Carajás localiza-se na porção sudeste do Cráton Amazônico e é subdividida nos domínios Rio Maria a sul e Carajás a norte (Santos *et al.*, 2000). O domínio Rio Maria, de idade mesoarqueana (3,2–2,8 Ga), é composto predominantemente por terrenos granito–*greenstone*, enquanto o domínio Carajás, de idade neoarqueana (2,8–2,5 Ga), é formado por rochas granito-gnáissicas e rochas granulíticas, além de sucessões

supracrustais, incluindo *greestone belts*. Associado a ambos os domínios ocorrem rochas intrusivas máficas, ultramáficas e diversos plútons paleoproterozoicos (2,5–1,6 Ga) de granitos (Dall'Agnoll *et al.*, 1998).

#### **4.2. Província Amazônia Central**

A Província Amazônia Central é interpretada por Tassinari *et al.* (1996) como um núcleo arqueano (> 2,5 Ga) ao qual foram acrescentadas diversas faixas móveis de idade proterozoica (2500–541 Ma). Santos *et al.* (2000) reduzem a área das rochas arqueanas desta província em 45% por meio dos trabalhos de reconhecimento de campo e datações U–Pb e Sm–Nd, e reconhecem que a província não apresenta metamorfismo regional ou dobramentos, e é tectonicamente caracterizada apenas por sistemas de falhas.

Nesta província, as principais unidade de rochas vulcânicas seriam representadas pelo magmatismo félsico anorogênico Uatumã (Santos & Reis Neto, 1982), incluindo rochas vulcânicas a subvulcânicas intermediárias a ácidas (Grupos Iriri, Surumu, Burro-Brurro Caiçara e Iricoumé) e granitogênese do tipo A (Suítes Intrusivas Maloquinha, Mapuera e Saracura), recobertas por rochas sedimentares paleoproterozoicas. Diques e *sills* de rochas básicas tholeiíticas são comuns, segundo Santos *et al.* (2000).

#### **4.3. Província Transamazonas**

A Província Transamazonas consiste em terrenos granito–*greenstone* em um cinturão orogênico com direção WNW–ESE e extensão de aproximadamente 2000 km (Santos *et al.*, 2000).

A Orogênese Transamazônica, segundo Santos *et al.* (2000), corresponde à formação de rochas Riagianas (2,30–2,05 Ga), as quais poderiam ser divididas em quatro ciclos: i) 2,26–2,20 Ga e ii) 2,18–2,12 Ga, ambos com formação de terrenos granito–*greenstone* e acresção de crosta juvenil; iii) 2,09–2,05 Ga, com a formação de arcos magmáticos em contexto tardi-a pós-tectônico; e iv) 2,01–2,00 Ga, representado por plutonismo pós-tectônico a anorogênico, e granitogênese cálcio-alcálica a alcalina.

#### **4.4. Província Tapajós–Parima**

A Província Tapajós–Parima é considerada por Santos *et al.* (2000, 2001) como formada a partir da orogenia homônima, e as rochas desta província estariam relacionadas, inicialmente, com a formação de três arcos magmáticos cálcio-alcálicos entre 2,01–1,88 Ga (Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari) e posterior magmatismo anorogênico em 1,87–1,86 Ga (Suíte Intrusiva Maloquinha e Grupo Iriri).

Discussões complementares sobre esta província são desenvolvidas adiante.

#### 4.5. Província Rio Negro

A Província Rio Negro possui seu embasamento composto por tonalitos e granodioritos do Complexo Cauaburi ( $1798 \pm 3$  Ma e  $1796 \pm 7$  Ma, segundo Santos *et al.*, 2003). As unidades desta província indicariam a geração de diversos arcos magmáticos, com destaque para os eventos de 1540–1510 Ma (Dall'Agnol & Macambira, 1992) representados pela Suíte Içana e Suíte Uapés, e pelas rochas graníticas de 1700 Ma (Brito *et al.*, 2000) da Suíte Maraujá.

Granitogênese tardi- a pós-colisional são representadas pelas Suítes Tiqué e Marié-Mirim (Almeida, 1997). Intrusões máficas e ultramáficas são atribuídas à Suíte Tapuruquara e enxames de diques de diabásio com direção NW–SE são encontrados em toda a província.

#### 4.6. Província Rondônia–Juruena

A Província Rondônia–Juruena é dividida nos domínios Roosevelt–Juruena, a leste, e domínio Jamari, a oeste.

O domínio Roosevelt–Juruena tem como embasamento os complexos Monte Verde e Bacaeri–Mogno e as rochas do Grupo Alto Jauru (Santos *et al.*, 2003). Os granitos cálcio-alcalinos neste domínio apresentam idades entre 1,84–1,77 Ga e compõem as suíte intrusivas Juruena e Paranaíta e o sienito Cristalino. No Complexo Monte Verde afloram as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Nhandu (1962–1967 Ma, Barros *et al.*, 2015), Suítes Intrusivas São Romão ( $1770 \pm 9$  Ma), Granito Apiacás (1871–1784 Ma, Silva & Abram, 2008), Suíte Intrusiva São Pedro ( $1784 \pm 17$  Ma) e o Tonalito Vitória ( $1785 \pm 8$  Ma).

A Suíte Intrusiva Teles Pires ( $1757 \pm 16$  Ma, Santos, 2003) é considerada como representante do magmatismo anorogênico do domínio Roosevelt–Juruena. Neste domínio também ocorrem rochas siliciclásticas da Formação Dardanelos, com zircões detríticos datados em ca. 1,3 Ga, que define a idade máxima para sedimentação desta unidade (Saes *et al.*, 2002).

As sequências vulcânicas a vulcanossedimentares deste domínio são representadas pelos grupos Colíder (ca. 1,8 Ga, Duarte, 2015), Roosevelt ( $1740 \pm 8$  Ma, Santos *et al.*, 2000) e Beneficente (ca. 1720 Ma, Saes *et al.*, 2002), este último formado predominantemente por sequências siliciclásticas e rochas carbonáticas de ambiente marinho raso, intercalado com rochas vulcânicas félsicas.

O domínio Jamari é composto por rochas de médio a alto grau metamórfico do Complexo Jamari (Isotta *et al.*, 1978), rochas metavulcanossedimentares do Grupo Beneficente e da Formação Mutum–Paraná (Santos *et al.*, 2000) e pelos granitos *rapakivi* da Suíte Intrusiva Serra da Providência (Bettencourt *et al.*, 1999).

As rochas metamórficas do Complexo Jamari compõem um conjunto de rochas ortoderivadas de ca. 1,76 Ga, com granitos gnaissificados de tendência cálcio-alcalina, e outro

paraderivado (ca. 1,67–1,63 Ga), formado por gnaisses com granada e silimanita (Isotta *et al.*, 1978). A sequência ortoderivada é interpretada por Payolla *et al.* (2002) como gerada em ambiente de arco magmático continental.

As sequências metavulcanossedimentares da Formação Mutum–Paraná (1746 ±4 Ma, Santos *et al.*, 2001c) ocorrem na porção oeste do domínio Jamari, enquanto as do Grupo Beneficente (1714–2646 Ma, Leite & Saes, 2003) se localizam predominantemente na porção norte e nordeste deste domínio. Estas unidades são interpretadas como as rochas supracrustais do ambiente de arco magmático associado ao Complexo Jamari.

Os granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra da Providência (1606–1532 Ma, Bettencourt *et al.*, 1999) são representados por charnockitos e granitoides do tipo A, muitas vezes apresentando textura *rapakivi*.

As rochas anorogênicas do Granito Aripuanã (1,54 Ga, Albuquerque & Oliveira, 2007) e da Suíte Intrusiva Serra da Providência que ocorrem nas zona que separa os domínios Jamari e Roosevelt–Jurueña indicam um magmatismo multi-episódico, mas o contexto geotectônico destes eventos não são ainda claramente compreendidos.

#### **4.7. Província Sunsás**

A Província Sunsás, ou Faixa Sunsás, situa-se no extremo sudoeste do Cráton Amazônico e sua geração é relacionada à orogênese Greenvilliana, resultante da colisão entre as placas Amazônica e Laurênciana (Santos *et al.*, 2000).

Este evento orogênico, com duração em torno de 300 Ma, é dividido em três principais fases, segundo Santos *et al.* (2003): Santa Helena (1456 ±34 Ma a 1419 ±4 Ma), quando formou-se um arco magmático continental, Candeias (1387 a 1312 Ma), que gerou outro arco magmático continental, e Nova Brasilândia, com a formação de granitos do tipo S a partir da anatexia de rochas supracrustais em 1113 ±56 Ma e 1110 ±8 Ma (Rizzoto *et al.*, 1999).

Deste modo, a Província Rondôniense–San Ignácio de Tassinari (1996) é entendida por Santos *et al.* (2000) como parte da Província Sunsás. Estas formariam um único representante de um grande sistema orogênico. Estes últimos autores definem ainda a Faixa K'Mudku, que representaria uma zona de cisalhamento intracratônica na porção norte–ocidental do cráton.

## 5. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

Inicialmente, Amaral (1974) propõe que esta região do cráton representaria uma plataforma arqueana, retrabalhada por eventos anorogênicos de idade paleoproterozoica, que resultaram no vulcanismo ácido a intermediário denominado como Grupo Uatumã, Formação Sumuru, Formação Iriri e Formação Rio Fresco.

Cordani *et al.* (1979) e Tassinari & Macambira (1999) propõem que a estruturação do Cráton Amazônico ocorreu por meio de sucessivas acreções de faixas móveis e arcos juvenis a um núcleo arqueano, eventos estes que ocorreram do paleoproterozoico até o mesoproterozoico (2,20–1,00 Ga).

A interpretação de Santos *et al.* (2000) sugere a hipótese de que a PMT foi coalescida à Província Amazônia Central a partir de eventos orogênicos ocorridos entre ca. 2,10 a 1,87 Ga. A Província Amazônia Central, de idade arqueana, teria servido como um núcleo tectônico para a acreção das rochas que então formaram a PMT durante o paleoproterozoico.

Santos *et al.* (2004) propõem que os processos de acreção estariam relacionados a dois eventos orogênicos distintos, com a incorporação de cinco arcos magmáticos diferentes (Anexo 1). O primeiro evento, denominado como Orógeno Tapajós–Parima, de idade 2040–1880 Ma, seria responsável pela formação de três arcos continentais e dois arcos insulares, além de diversas bacias sedimentares associadas a estes ambientes. Estes arcos estariam dispostos e seriam amalgamados aproximadamente segundo NW–SE, com a subducção para NE. O segundo evento, classificado como pós-orogênico, de idade 1870–1760 Ma, representaria todas as unidades vulcânicas e plutônicas de ambiente anorogênico e tendência alcalina.

Santos *et al.* (2004) sugerem que, inicialmente, formam-se arcos insulares, posteriormente amalgamados ao continente, seguida pela formação de arcos continentais (e.g. Orogenias Mundurucus e Tropas). Segundo estes autores, não são encontradas evidências que indiquem a colisão entre massas continentais, como granitos do tipo S, paragneisses, granulitos e rochas fortemente deformadas.

Juliani *et al.* (2013; 2014; 2015), com base em dados de campo e dados geofísicos, como também apresentado em Carneiro *et al.* (2013; 2014, 2018), propõem que a estruturação NNW–SSE a NW–SE da PMT está relacionada com níveis crustais mais rasos, enquanto que as estruturas E–W, mais profundas (e.g. 15,4 km), devem se relacionar com um embasamento de idade arqueana com continuidade até a Província Carajás. Estes autores sugerem que a subducção ocorreu de sul para norte, e formou apenas arcos magmáticos continentais. Os trabalhos de mapeamento do Serviço Geológico do Brasil e inúmeros trabalhos relacionados a universidades, como os acima citados, não identificam a presença de crosta oceânica obductada, e as mesmas unidades geológicas ocorrem dos dois lados da suposta zona de sutura proposta por Santos *et al.* (2000, 2004). Esta proposição,

deste modo, seria inconsistente com dados básicos de campo, construída apenas sobre dados geocronológicos.

Juliani *et al.* (2005) apresentam sistemas *high-sulfidation*, de idade 1,87 Ga, com a presença de alunite de idade 1,80 Ga, cristalizada em um sistema de falhas rúpteis de direção NW–SE. Estes dados indicam que as estruturas rúpteis são posteriores, e não relacionadas aos processos de acreção de arcos insulares conforme proposto por Santos *et al.* (2004).

Os estudos com isótopos de Sato (1998), Tokashiki (2015) e Echeverri-Misas (2015), revelam valores de  $\epsilon_{Nd}$  predominantemente negativos, que sustentam a formação de arco magmático continental. A presença de rochas sedimentares oxidadas na PMT (e.g. Formação Abacaxis e Formação Sequeiro), com intercalação e interdigitação com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, provenientes de ambientes de leques aluviais, lacustres e fluviais, corroboram com a proposta de um ambiente continental (Juliani *et al.*, 2014).

Deste modo, a estruturação e o magmatismo da PMT estariam relacionados com a formação de arcos magmáticos continentais de direção E–W, como proposto por Juliani *et al.* (2013, 2014, 2015), e não arcos de ilha e arcos continentais amalgamados na direção NW–SE, conforme proposto por Cordani *et al.* (1979), Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000; 2004).

### **5.1. Vulcanismo da Província Mineral do Tapajós**

O vulcanismo associado à Província Mineral do Tapajós, e a regiões de São Félix do Xingu, foi descrito como Grupo Uatumã (Barbosa, 1966), reclassificado por Melo *et al.* (1978, em Almeida *et al.*, 2000) como Super Grupo Uatumã, por englobar tanto as rochas vulcânicas quanto os equivalentes plutônicos, e redefinido para Magmatismo Uatumã por Santos *et al.* (2000).

As rochas vulcânicas presentes na porção sul da Província Mineral do Tapajós, área de estudo, equivalem as rochas descritas como Grupo Iriri, que é subdividido em Formação Salustiano e Aruri, e é associado a um ambiente pós-orogênico (Santos *et al.*, 2004).

Os trabalhos de Lamarão *et al.* (2000), Agura-Bocanegra (2013) e Tokashiki (2015) reconhecem a presença de rochas vulcânicas mais antigas, cálcio-alcálicas, não apenas de idades ca. 1,88 Ga (Grupo Iriri, Suíte Intrusiva Maloquinha), e as correlacionam aos arcos Cuiú-Cuiú e Parauari.

Entretanto, em Santos *et al.* (2004), não foi reconhecida a presença de rochas vulcânicas associadas ao arco Parauari (1885–1877 Ma), e que todo o vulcanismo de idade 1880–1870 Ma presente no Cráton Amazônico, é associado a eventos anorogênicos.

Outra abordagem para a existência destes eventos vulcânicos é descrita em Juliani *et al.* (2014), que discutem o vulcanismo de afinidade cálcio-alcálica de 2,00, 1,96 e 1,88 Ga,

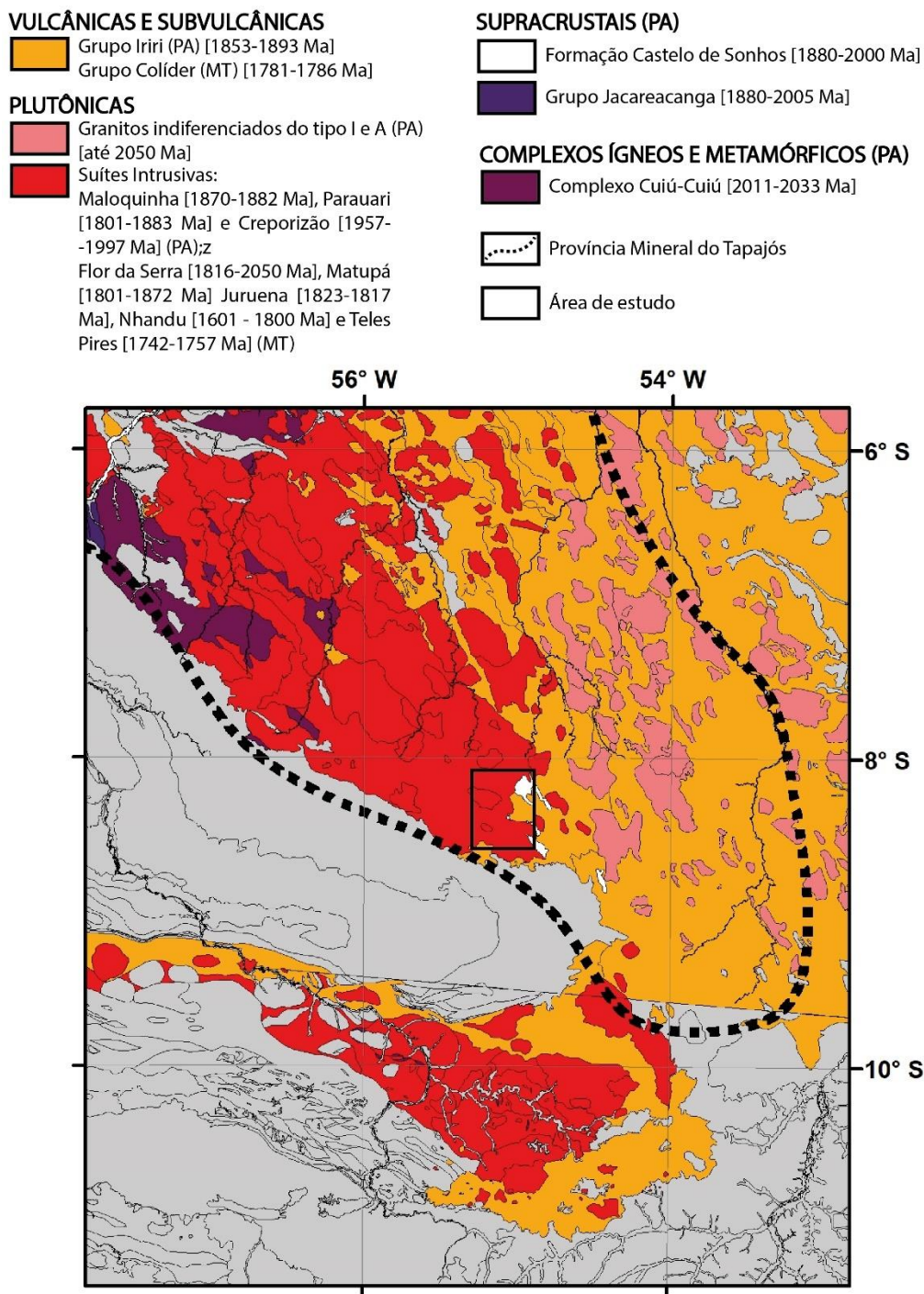
além de eventos vulcânicos fissurais de afinidade alcalina de 1,88 Ga. Estas rochas, novamente, não apresentam evidências de deformação, ou a presença de rochas supracrustais compatíveis com a formação de arcos insulares, e apenas apresentam metamorfismo de grau muito baixo.

Esforços distensivos na região do intra-arco poderiam gerar mudanças no contexto tectônico e magmático. Esta mudança teria resultado, para Fernandes *et al.* (2008) e Juliani & Fernandes (2010), na formação de magmatismo pós-orogênico a anorogênico, do tipo A, como a Formação Santa Rosa (1,87 Ga) na região de São Félix do Xingu. O magmatismo anorogênico do tipo-A estaria associado, desta forma, a estruturas NW–SE e NE–SW formadas entre 1,88–1,86 Ga (Juliani *et al.*, 2014).

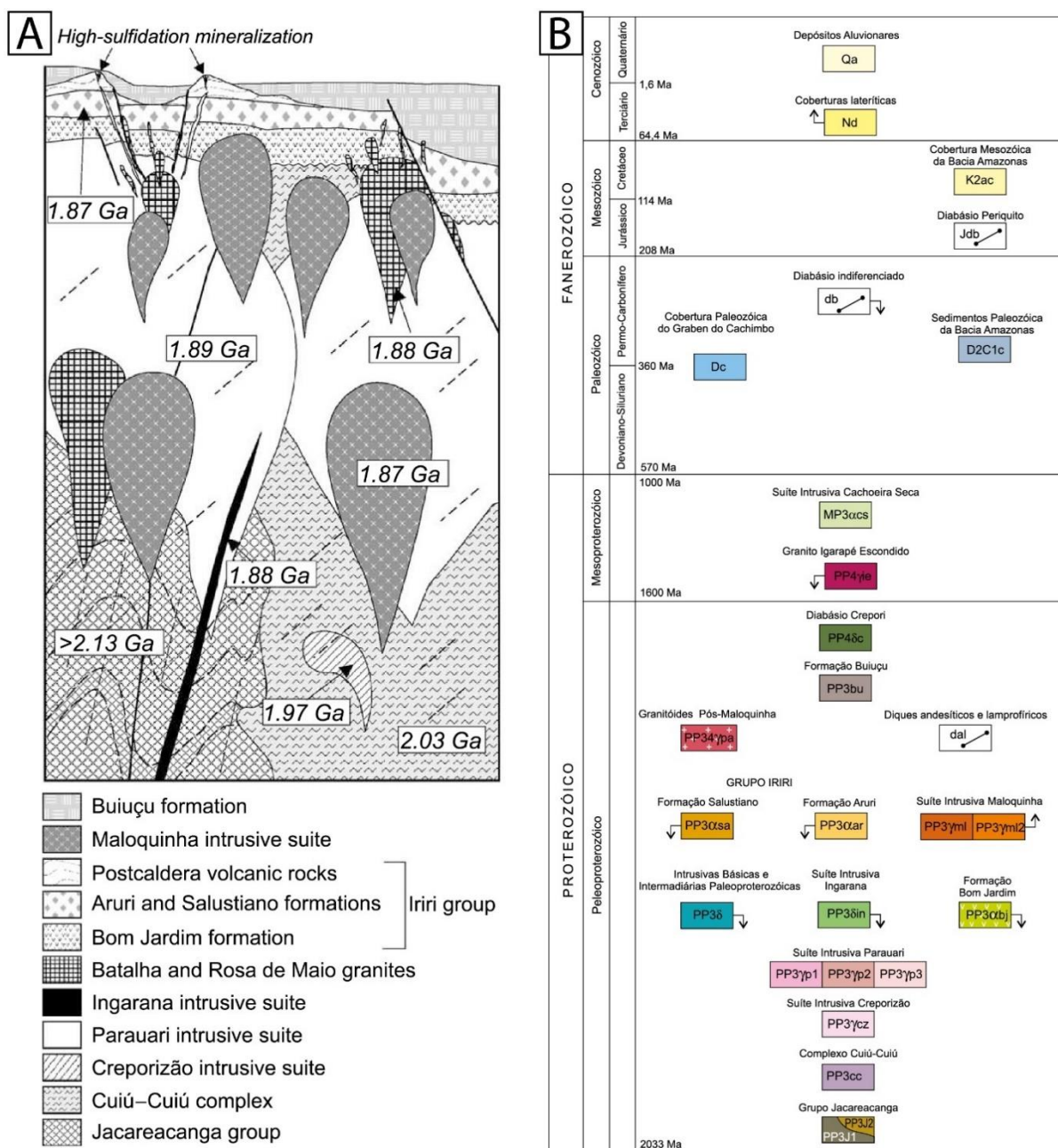


## 6. PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

A cronoestratigrafia das unidades geológicas (Fig. 3) da Província Mineral do Tapajós considerada para a formulação desta seção segue as propostas de Juliani *et al.* (2005, Fig. 4A), com adição de algumas unidades provenientes dos trabalhos da CPRM compilados em Coutinho *et al.* (2008, Fig. 4B).



**Figura 3.** Contexto geológico da área de estudo na Província Mineral do Tapajós, segundo o mapa geológico da CPRM, escala 1:1.000.000 (Vasquez *et al.*, 2008) sobreposto ao modelo digital de terreno, com destaque para as unidades geológicas vulcânicas, subvulcânicas, plutônicas e supracrustais da PMT (PA) e da Província Aurífera de Alta Floresta (MT). A área de estudo está posicionada predominantemente sobre unidades da Formação Salustiano do Grupo Iriri, da Formação Castelo de Sonhos e da Suíte Intrusiva Creporizão.



**Figura 4. A)** Litoestratigrafia e cronoestratigrafia para as rochas da Província Mineral do Tapajós, segundo Juliani *et al.* (2005). **B)** Coluna estratigráfica para a Província Mineral do Tapajós, segundo Coutinho *et al.* (2008). A principal diferença para a área de estudo é que Juliani *et al.* (2005) consideram a Formação Bom Jardim como base do Grupo Iriri e que Coutinho *et al.* (2008) a consideram como pertencente a outra unidade, associada a diques de andesito e de lamprófiro.

### 6.1. Grupo Jacareacanga

Inicialmente descrito por Ferreira (1997), o Grupo Jacareacanga compreende a unidade litoestratigráfica mais antiga da Província Mineral do Tapajós, datado em torno de 2,1 Ga (Santos *et al.*, 2000).

O Grupo Jacareacanga é formado por rochas supracrustais metamorfasadas na fácies xisto verde e alinhadas em um *trend* NW–SE a NNW–SSE. Suas rochas apresentam foliação metamórfica bem definida a dobras apertadas (Coutinho *et al.*, 2008).

Os litotipos variam entre mica-quartzo xisto, mica-quartzo-feldspato xisto, talco xisto, actinolita xisto, *chert*, quartzito micáceo e ferruginoso e, em menores proporções, corpos de metaturbiditos e de metabasaltos. A mica presente nos xistos é predominantemente muscovita, com proporções variáveis entre clorita e biotita. O quartzito é maciço e comumente apresenta intercalações com leitos ricos em óxido de ferro.

Segundo Coutinho *et al.* (2008), a unidade representa uma sequência metavulcanossedimentar, com sedimentos psamíticos e pelíticos depositados em ambiente de arco oceânico, com vulcanismo máfico e ultramáfico restrito. Por fim, ocorrem intrusivos nesta unidade os granitoides da Suíte Intrusiva Parauari, por vezes com zonas de *hornfels* nas encaixantes. Os contatos com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú são usualmente tectônicos, definidos por falhas ou zonas de cisalhamento oblíquas de movimentação sinistrogira (Ferreira *et al.*, 2000).

## **6.2. Complexo Cuiú-Cuiú**

O Complexo Cuiú-Cuiú foi caracterizado por Popini & Almeida (1997) e Almeida *et al.* (1998) nos mapeamentos e reconhecimentos geológicos realizados pela CPRM. É considerado, junto com o Grupo Jacareacanga, como o embasamento das rochas vulcânicas da Província Mineral do Tapajós e é formado por rochas metamórficas de médio a alto grau, com intrusivas plutônicas associadas. O Complexo Cuiú-Cuiú foi datado em  $2011 \pm 23$  Ma por U–Pb em zircão, segundo Santos *et al.* (2000).

O Complexo Cuiú-Cuiú está sobreposto ao Grupo Jacareacanga por meio de falhas inversas, e corpos das suítes intrusivas Parauari e Maloquinha e granitoides pós-Maloquinha com contatos intrusivos são comuns nesta unidade.

As rochas metamórficas consistem em gnaisses de amplo espectro composicional, e incluem tonalito, diorito, granodiorito e monzogranito. Locamente são descritos corpos de migmatitos. Corpos intrusivos de anfibolitos e tonalitos a granodioritos plutônicos estão também presentes.

Estruturas de fluxo magmático foram também identificadas pelo alinhamento de cristais de quartzo, anfibólio e feldspato levemente deformados. As estruturas tectônicas nos granitoides, segundo Ferreira *et al.* (2000) e Coutinho *et al.* (2008), são principalmente foliações gnáissicas e bandamento orientados segundo NE a N–NE. Zonas de cisalhamento dúctil com estruturas S–C, foliação orientada em NW a N–NW e estruturas dúcteis–rúpteis de direção NW são também comuns nas rochas desta unidade. Segundo Coutinho *et al.* (2008), alguns porfiroclastos de feldspato rotacionados e levemente estirados sugerem movimentação sinistrogira das zonas de cisalhamento.

### 6.3. Suíte Intrusiva Creporizão

Diversos batólitos graníticos protomiloníticos e com metamorfismo em fácies anfibolito foram definidos como gnaisses do Complexo Cuiú-Cuiú, descritos por Klein *et al.* (2000) nas proximidades da Vila do Creporizão.

Os corpos graníticos da Suíte Intrusiva Creporizão cortam as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, e são cortadas por rochas das Suítes Intrusivas Parauari e Maloquinha (Vasquez & Klein, 2000b).

Ricci *et al.* (1999) reconhecem que as rochas desta unidades apresentam texturas ígneas predominantes, e que as feições descritas por Klein *et al.* (2000) seriam devidas aos processos de sua colocação na crosta. Devido à variabilidade composicional e textural das rochas, Ricci *et al.* (1999) renomearam a unidade como Suíte Intrusiva Creporizão.

A Suíte Intrusiva Creporizão se distribui regionalmente segundo um *trend* de cisalhamento NW–SE e é composta por corpos de sienogranito e monzogranito, com corpos de granodiorito e tonalito subordinados. Mais raramente ocorre quartzo monzodiorito (Coutinho *et al.*, 2008).

Estas rochas apresentam fenocristais alinhados de feldspatos de 1 a 4 cm de comprimento, que definem estruturas de fluxo magmático. Encraves microgranulares arredondados, feições de mistura mecânica de magmas (*mingling*) e plagioclásio zonado são texturas ígneas também presentes nas rochas desta unidade.

Segundo Ricci *et al.* (1999), além dos fenocristais de feldspatos orientados por fluxo magmático, é comum o desenvolvimento de foliação milonítica orientada paralelamente, que resulta na formação de porfiroclastos de feldspato recristalizados com caudas assimétricas. Estas texturas foram interpretadas como devidas à colocação dos magmas em níveis crustais rasos, durante o desenvolvimento do metamorfismo em fácies anfibolito.

As idades obtidas para as rochas desta suíte foram de  $1965 \pm 16$  Ma (isócrona Rb–Sr, Tassinari, 1996),  $1957 \pm 6$  Ma (U–Pb em zircão, Santos, 1999),  $1968 \pm 16$  Ma (Pb–Pb em zircão, Klein *et al.*, 2000), e  $1997 \pm 3$  Ma e  $1984 \pm 1$  Ma (Pb–Pb em zircão, Vasquez *et al.*, 1999).

Mineralizações de ouro em veios hospedados em monzogranito milonítico com biotita e clorita são descritos nesta unidade. Os veios de quartzo normalmente se colocaram no contato de diques de andesito com o granito que, segundo Coutinho *et al.* (2008), foram introduzidos em falhas transcorrentes rúpteis.

### 6.4. Formação Vila Riozinho

A rochas da Formação Vila Riozinho, classificadas anteriormente como pertencentes ao Grupo Iriri, são individualizadas por Lamarão *et al.* (2002) por apresentarem características

geoquímicas e geocronológicas diferentes das sequências vulcânicas descritas nas proximidades de Moraes Almeida.

Estas rochas consistem predominantemente de fluxos de lavas de composição intermediária a félsica, apresentam afinidade cálcio-alcálica a shoshonítica, e são datadas em  $2000 \pm 4$  Ma e  $1998 \pm 3$  Ma por Pb–Pb em zircão (Lamarão *et al.*, 2002).

Estes autores associam a gênese destas rochas com um magmatismo gerado durante um estágio de subducção entre 2,01–1,97 Ga, que poderia ter sido seguido por outro evento de subducção entre 1,90–1,87 Ga ou por um período de magmatismo relacionado a eventos distensivos, que levariam a formação de magmas com assinatura geoquímica do tipo A (eg. Suíte Intrusiva Maloquinha, Fm. Moraes Almeida, Granito São Jorge e Granito Jardim do Ouro), na qual a região da Vila Riozinho representaria um contexto transicional entre o domínio orogênico e o domínio intracontinental.

#### **6.5. Formação Abacaxis e Formação Sequeiro**

As formações Abacaxis e Sequeiro são compostas por sedimentos de cor avermelhada e granulação fina, formados por sericita (60%), quartzo (> 30%) e minerais opacos. São descritas nesta unidade corpos intrusivos de granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e relações de campo indicam idade mais antiga que a da Suíte Intrusiva Parauari, segundo Coutinho *et al.* (2008).

Santos *et al.* (2000), com base em datação U–Pb em zircão detrítico, obtiveram idades de  $1895 \pm 9$  Ma, e interpretam que estas unidades correspondem a depósitos sedimentares desenvolvidos concomitantemente ao cinturão orogênico do Tapajós, em ambiente de bacias de intrarco.

Estas rochas estão fortemente fraturadas e apresentam veios e vênulas de quartzo em padrão *stockwork*, com óxidos de ferro e ouro livre associados.

#### **6.6. Suíte Intrusiva Parauari**

Inicialmente denominado como Granito Parauari (Santos *et al.*, 1975) e Granodiorito Parauari (Melo *et al.*, 1980), a Suíte Intrusiva Parauari (Klein *et al.*, 2000) é subdividida por Almeida *et al.* (2000) em três fácies: Granodiorítica, Granítica e Granítica com titanita.

Na fácies Granodiorítica predomina granodiorito com biotita e/ou hornblenda, com monzogranito subordinado e, mais raramente tonalito, quartzo monzonito, quartzo diorito e diorito. São rochas inequigranulares de granulação média a grossa com encaves microgranulares de diorito e de quartzo diorito (Coutinho *et al.*, 2008).

A fácies Granítica é formada por monzogranito e sienogranito com biotita e/ou hornblenda. São rochas predominantemente leucocráticas de granulação média a grossa,

equigranulares, inequigranulares seriadas e porfíricas, usualmente magnéticas e, em alguns casos, com textura *rapakivi*.

A fácies Granítica com titanita consiste em monzogranito com biotita e/ou hornblenda, com escassas ocorrências de granodiorito e sienogranito. As rochas apresentam textura equigranular, granulação média a grossa e são geralmente leucocráticas. Volumetricamente ocorrem em menor proporção que as rochas das outras fácies, segundo Coutinho *et al.* (2008).

A Suíte Intrusiva Parauari é representada por batólitos e *stocks* elípticos alongados na direção NW–SE e formam segmentos irregulares a retangulares que, segundo Coutinho *et al.* (2008), devem-se a intersecção de lineamentos de direção NW–SE, N–S e NE–SW. Estas rochas ocorrem introduzidas nas rochas do Grupo Jacareacanga, do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Creporizão e apresentam intrusões de granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha (Vasquez & Klein, 2000b).

As rochas desta suíte foram datadas por Santos (1999) pelo método U–Pb em zircão e titanita, e resultaram em idades de  $1897 \pm 2$  Ma e  $1880 \pm 14$  Ma. Klein *et al.* (2000) obtiveram idades de  $1883 \pm 8$  Ma e  $1883 \pm 3$  Ma pelo método Pb–Pb em zircão.

#### **6.7. Formação Castelo de Sonhos**

A Formação Castelo de Sonhos (Yokoi *et al.*, 2001) constitui uma sequência metassedimentar siliciclástica que hospeda um importante depósito de ouro na região. Geomorfologicamente, formam altos topográficos que se destacam na paisagem relativamente plana. Nas rochas desta unidade foram verificados diques de riodacito de idades de  $2011 \pm 6$  Ma e  $1976 \pm 7$  Ma (U–Pb em zircão, Queiroz *et al.*, 2015), indicativas da idade máxima da sedimentação.

Na área de estudo esta unidade é constituída por são arenito mal selecionado de granulação média, com muscovita e minerais opacos disseminados, com foliação bem marcada, com intercalações de leitos de conglomerado fino e de arenito com grânulos.

#### **6.8. Suíte Intrusiva Ingarana**

Inicialmente denominado de Gabro Ingarana (Pessoa *et al.*, 1977), esta unidade foi redefinida como Suíte Intrusiva Ingarana (Bahia & Quadros, 2000), e representa as rochas gabróicas que ocorrem predominantemente na porção central da Província Mineral do Tapajós.

A Suíte Intrusiva Ingarana consiste de corpos de augita gabro, gabronorito, leuconorito, diabásio e, subordinadamente, de monzogabro, diorito e monzodiorito. Estas rochas, de idades U–Pb em zircão, titanita e baddeleyita de  $1879 \pm 3$  Ma e  $1878 \pm 8$  Ma (Santos *et al.*, 1997), foram geradas por magmas introduzidos em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e da Suíte Intrusiva Parauari. Entretanto, são cortadas pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha (Coutinho *et al.*, 2008).



Segundo Coutinho *et al.* (2008) estas rochas apresentam mineralizações de ouro sob a forma de veios de quartzo extensionais controlados estruturalmente em *trends* NW–SE e por veios de quartzo em *stockwork*.

#### **6.9. Granito Rosa de Maio e Granito Batalha**

O monzogranito Rosa de Maio é um batólito e aflora no distrito de ouro homônimo, na região da bacia do rio Parauari (Santos *et al.*, 2000). Este granito foi originalmente correlacionado à Suíte Intrusiva Parauari (Bizzinella *et al.*, 1980, em Silva, 1982), mas sem evidências isotópicas ou geoquímicas. Para Santos *et al.* (2000), estas rochas representam um magmatismo relacionado com pulsos tardios do evento que gerou a Suíte Intrusiva Parauari ( $1879 \pm 11$  Ma), mais antigos do que a Suíte Intrusiva Maloquinha ( $1872 \pm 4$  Ma).

O Granito Batalha consiste em hornblenda-biotita sieno- a monzogranito, metaluminoso a peraluminoso colocado em ambiente tardi- a pós-tectônico (Juliani *et al.*, 2012). Inicialmente, o Granito Batalha foi associado por Almeida *et al.* (2000) com as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha. Entretanto, este granito possui idade semelhante ao Granito Rosa de Maio ( $1883 \pm 4$  Ma, UPb em zircão) e também deve representar uma fase tardia de magmatismo da Suíte Intrusiva Parauari, como considerado por Juliani *et al.* (2002). Estes mesmo autores descrevem que o sistema de alteração hidrotermal deste granito é semelhante ao de pórfiros, mas sua colocação profunda não permite interpretá-lo como um pórfiro, notadamente quanto aos tipos, intensidade e extensão das alterações. Adicionalmente, por tratar-se um fluido hidrotermal relativamente reduzido, Juliani *et al.* (2002) consideram que a química das alterações apresentam algumas semelhanças parcial com as de *Intrusion-Related Gold Systems*.

#### **6.10. Grupo Iriri e Formação Bom Jardim**

As rochas vulcânicas e subvulcânicas do Grupo Iriri foram subdivididas nas formações Aruri e Salustiano por Pessoa *et al.* (1977), as quais apresentam idades U–Pb e Pb–Pb em zircão entre  $1888 \pm 7$  Ma e  $1870 \pm 8$  Ma (Almeida *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2005). Estas rochas são os representantes vulcânicos do chamado Grupo Uatumã (Barbosa, 1966) ou Magmatismo Uatumã (Santos *et al.*, 2000).

A Formação Salustiano foi definida por Andrade *et al.* (1978) como formada por riolito, riodacito e dacito porfíritico, com cores que variam de rosa-avermelhado no riolito a cinza-amarronzado claro no dacito (Coutinho *et al.*, 2008).

A Formação Aruri, por sua vez, é descrita como composta por tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenitos e aglomerados vulcânicos (Coutinho *et al.*, 2008). Estas rochas ocorrem intercaladas com as da Formação Salustiano, sobrepostas às rochas da Suíte Intrusiva Parauari e com rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha nelas introduzidas.

A Formação Bom Jardim (Almeida *et al.*, 2000) reúne rochas de composição intermediária, representadas por andesito, andesito basáltico, pórfiro, traquiandesito e latito. O posicionamento estratigráfico desta unidade é controverso, considerado por Juliani *et al.* (2005) como a base do Grupo Iriri e por Coutinho *et al.* (2008) como um magmatismo intermediário multi-episódico, relacionado tanto a base do Grupo Iriri quanto aos diques andesíticos que cortam a Suíte Intrusiva Maloquinha. Ferreira *et al.* (2000) as consideram relacionadas às rochas básicas da Suíte Intrusiva Ingarana, mais antigas que o Grupo Iriri.

#### **6.11. Formação Moraes Almeida**

A sequência vulcânica descrita nas proximidades de Moraes Almeida, inicialmente incluída no Grupo Iriri, consiste em ignimbritos vermelho-amarronzados, intensamente oxidados e soldados, com fragmentos líticos milimétricos a centimétricos, e derrames de riolito e de traquito ocorrem nas proximidades da Vila homônima (Lamarão *et al.*, 2002). Estas rochas apresentam características geoquímicas de rochas do tipo A e foram datadas por estes autores pelo método Pb–Pb em zircão em  $1890 \pm 6$  Ma,  $1881 \pm 4$  Ma, e  $1875 \pm 4$  Ma.

#### **6.12. Suíte Intrusiva Maloquinha**

A Suíte Intrusiva Maloquinha foi definida por Andrade *et al.* (1978) como rochas plutônicas subdivididas em duas fácies: uma apenas com biotita, e outra com biotita e anfibólio (Almeida *et al.*, 2000). Diversas datações desta unidade resultaram em idades de ca. 1,88–1,87 Ga, como a Pb–Pb em zircão de Lamarão *et al.* (2002), de  $1880 \pm 9$  Ma. Estas rochas são consideradas as equivalentes plutônicas do magmatismo Uatumã, anorogênico e do tipo A (Santos *et al.*, 1975; Coutinho *et al.*, 2008).

A fácies com biotita é composta por sienogranito, monzogranito e, em menor volume, álcali-feldspato granito, todos hololeucocráticos (<5% vol. de minerais máficos). A fácies com anfibólio é formada por anfibólio-biotita sienogranito, biotita-anfibólio monzogranito granofírico a porfirítico (Almeida *et al.*, 2000).

A afinidade geoquímica associada por Santos *et al.* (1975) a esta unidade é, em grande parte, controversa, já que os litotipos descritos (Coutinho *et al.*, 2008) como pertencentes a Suíte Intrusiva Maloquinha representam associações típicas de séries cálcio-alcálicas, e não de um magmatismo bimodal como esperado para ambientes anorogênicos.

#### **6.13. Granitoides Pós–Maloquinha**

Klein *et al.* (2000) individualizam na Província Mineral do Tapajós diversos granitoides alcalinos a subalcalinos, em geral levemente peraluminosos. Coutinho *et al.* (2008) consideram estas rochas como granitoides Pós–Maloquinha e os subdividem em três corpos: Granito Porquinho, Granito Pepita e Granito Caroçal.



O Granito Porquinho (Pessoa *et al.*, 1977), renomeado Suíte Intrusiva Porquinho por Bahia *et al.* (1998), é descrito como um maciço granítico de 10 km de largura por 15 km de comprimento, intrusivo em contexto análogo ao da Suíte Intrusiva Maloquinha. Foi dividido por Prazeres *et al.* (1979) em duas fácies, uma composta por alcali-feldspato granito e biotita granito porfírico hipidiomórfico, e a outra formada por riebeckita granito e hastingsita granito pórfiro. Ocorrem introduzidas nas rochas do Grupo Iriri e Formação Buiúçu, esta a sobreposta em discordância erosiva. Bahia & Quadros (2000) descrevem mineralizações de topázio, Sn, Nb, e Ta em zonas com vênulas em padrão *stockwork* ou em zonas de *greisen* neste granitos.

O Granito Pepita (Brito, 2000), datado em  $1870 \pm 4$  Ma, é descrito como um batólito granítico de aproximadamente 104 km<sup>2</sup>, alongado na direção NNW–SSE. Segundo Bahia *et al.* (1998), as rochas do Granito Pepita se assemelham às da Suíte Intrusiva Porquinho, tanto pela sua geoquímica, quanto pelas relações de campo. Estas rochas foram introduzidas em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, das suítes intrusivas Parauari e Ingarana e Grupo Iriri.

O Granito Caróçal (Almeida *et al.*, 1999a), inicialmente descrito como parte da Suíte Intrusiva Maloquinha (Santos *et al.*, 1975), se caracteriza como um batólito com área em torno de 965 km<sup>2</sup>, alongado e condicionado por falhas de direção NW–SE. É composto por biotita monzogranito e sienogranito leucocrático cinza-rosado a avermelhado que diferencia-se apenas geoquimicamente das rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha (Coutinho *et al.*, 2008). Cristais de zircão destes granitos foram datados em  $2680 \pm 18$  Ma, dado este devido a zircão herdado, e  $1870 \pm 4$  Ma, interpretado como idade de cristalização dos cristais (Santos *et al.*, 2000).

#### **6.14. Formação Buiúçu**

As rochas da Formação Buiúçu (Pinheiro & Ferreira, 1999) ocorrem principalmente na porção central da Província Mineral do Tapajós (Coutinho *et al.*, 2008), em um gráben limitado e condicionado por falhamentos predominantemente de direção NW–SE.

O contato da Formação Buiúçu é discordante com as rochas do Complexo Cuiú-Cuiú e das suítes intrusivas Parauari, Maloquinha e Porquinho e do Grupo Iriri. O Diabásio Crepori, descrito a seguir, ocorre como *sills* nesta unidade (Popini *et al.*, 2000; Vazquez *et al.*, 2000).

As rochas sedimentares predominantes são arcóseo, arcóseo lítico, arenito ortoquartzítico, conglomerado e, subordinadamente, ocorrem siltito, argilito e leitos de tufo cinerítico (Bahia & Quadros, 2000).

Segundo Santos *et al.* (2000), a idade mínima para sedimentação é de 1778 Ma, obtida por datação U–Pb em baddeleyita, e a idade máxima de 1890 Ma representa zirções provenientes de rochas correlacionáveis à Suíte Intrusiva Parauari e ao Grupo Iriri.

### **6.15. Diabásio Crepori**

O Diabásio Crepori ocorre geralmente como *sills* alongados na direção E–W e diques orientados segundo N10°E a N15°E (Bahia & Quadros, 2000), introduzidos em rochas da Formação Buiúçu. A unidade inclui corpos de basalto, traquibasalto, tefrito, traquiandesito e álcali-basalto e álcali-olivina basalto de alcalinos (Monteiro, 2000).

Uma idade U–Pb de 1,778 ±9 Ma em baddeleyita foi obtida por Santos *et al.* (2000) para o Diabásio Crepori.

### **6.16. Granito Igarapé Escondido**

O Granito Igarapé Escondido foi individualizado por Brito *et al.* (1999) dos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha. É descrito como um *stock* circular de 40 km<sup>2</sup> introduzido nas rochas do Grupo Iriri. É composto por rochas vulcânicas a sub-vulcânicas, em geral com textura *rapakivi*, e composicionalmente são biotita sienogranito porfirítico, sienogranito porfirítico, feldspato alcalino granito grosso e alasquítico (Almeida & Monteiro, 1997).

Segundo Leal *et al.* (1976), Rizzotto *et al.* (1995), o Granito Igarapé Escondido apresenta semelhanças petrográficas e geoquímicas com os granitos da Suíte Intrusiva Serra da Providência encontrados na Província Rondônia–Juruena. Para Silva *et al.* (1974), o Granito Igarapé Escondido também pode ser associado à rochas da Suíte Intrusiva Teles Pires. Entretanto, datações Rb–Sr em rochas desta unidade resultaram em idades 1,57–1,58 Ga.

### **6.17. Suíte Intrusiva Cachoeira Seca**

A Suíte Intrusiva Cachoeira Seca foi assim denominada por Pessoa *et al.* (1977) a partir das descrições de Andrade & Urdiminea (1972) e Santos *et al.* (1975) de rochas do médio curso do rio Tocantins.

Esta unidade aflora como uma serra alongada com 35 km de comprimento e 6 km de largura, e forma extensos platôs com coberturas lateríticas descontínuas (Coutinho *et al.*, 2008). É composta predominantemente por diabásio, gabro troctolítico e troctolito de caráter hipoabissal (Ricci, 1999). A distinção desta unidade com a Suíte Intrusiva Ingarana é feita com base na aerogeofísica, a qual apresenta baixo magnético e isolinhas direcionais NE–SW (Bahia & Quadros, 2000).

### **6.18. Gráben do Cachimbo**

O Gráben do Cachimbo representa uma importante feição geomorfológica, tanto para a Província Mineral do Tapajós quanto para a Província Mineral de Alta Floresta, visto ser considerada como muito próxima do limite entre elas.

As principais sequências deposicionais do Gráben do Cachimbo são representadas pelo Grupo Beneficente na base (ca. 1720 Ma, Saes *et al.*, 2002), e pela Formação Dardanelos no topo (ca. 1,3 Ga de idade máxima para sedimentação, Saes *et al.*, 2002).

O Grupo Beneficente possui uma unidade inferior com conglomerados aluviais (Unidade Terrígena), associada a depósitos de leque aluvial e de rio entrelaçado. Na borda sul do gráben, esta unidade é recoberta por sedimentos siliciclásticos finos e carbonáticos de ambiente marinho raso epicontinental (Dexheimer & Saes, 2003)

A Formação Dardanelos aflora principalmente na Bacia Caiabis e Aripuanã, onde consiste em areia e cascalho aluvial depositados em ambiente de rios entrelaçados, com frequente intercalação de dunas eólicas, *sahbkas* litorâneas e tempestitos (Dexheimer & Saes, 2003).

## **6.19. Cobertura Fanerozóica**

### *6.19.1. Bacia do Amazonas*

Os sedimentos mesozoicos da Bacia do Amazonas, a norte da Província Mineral do Tapajós, são representados predominantemente pela Formação Alter do Chão e estão em contato discordante com as rochas da Suíte Intrusiva Parauari e do Grupo Iriri (Coutinho *et al.*, 2008). É formada por arenito quartzoso e ferruginoso vermelho, de ambiente de canal fluvial (Cunha *et al.*, 1994).

A idade para a Formação Alter do Chão, definida a partir de estudos palinomórficos, segundo Travassos & Filho (1990), situa-se entre o Neo-Cretáceo e o Terciário.

### *6.19.2. Coberturas Lateríticas*

As áreas que apresentam cobertura laterítica na Província Mineral do Tapajós geralmente não são mapeadas na escala de 1:250.000 (Coutinho *et al.*, 2008). Entretanto, a ocorrência de perfis e coberturas lateríticas é descrita como bastante variável, desde regiões onde o saprólito é reconhecido sem cobertura, até regiões com concreções ferruginosas, e outras apenas com zonas mosqueadas.

### *6.19.3. Depósitos Aluvionares*

Os depósitos aluvionares ocorrem nos principais rios da Amazônia, com idades que variam do Pleistoceno ao recente (Pessoa *et al.*, 1977; Bizinella *et al.*, 1980, em Silva 1982). São sedimentos inconsolidados arenosos e argilosos, com níveis de cascalhos associados, formados em planícies aluviais. Estes depósitos abrigam a maior parte do ouro, do tipo plácer, produzido na província por atividade garimpeira.

## 7. DEPÓSITOS DO TIPO PÓRFIRO E EPITERMAL

A gênese de depósitos do tipo pórfiro ocorre predominantemente em margens convergentes placas, em arcos magmáticos insulares ou continentais (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010).

Acreditava-se inicialmente que os magmas formadores de sistemas pórfiros eram gerados por meio da fusão parcial da placa em subducção, ao formarem magmas adakíticos (Defant & Drummond, 1990), os quais são geoquimicamente caracterizados por possuírem baixos teores de Y (< 10ppm) e MnO (< 0,07%) (Tabela 1), características estas relacionadas a processos de fracionamento (Baldwin & Pearce, 1982), ou fusão de crosta oceânica eclogítica (Oyarzun *et al.*, 2001).

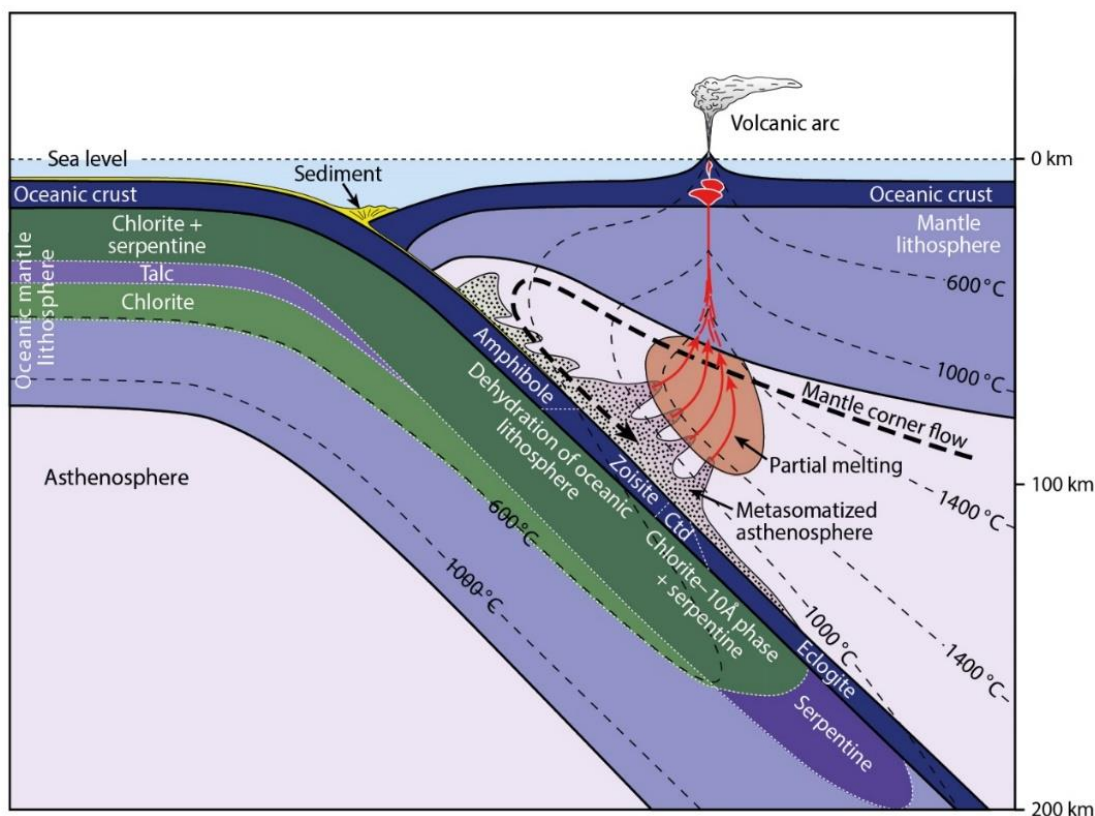
Castillo *et al.* (1999) demonstram que é possível gerar magmas de afinidade adakítica a partir do fracionamento de terras raras pesadas e médias (Y e Yb) pela cristalização de anfibólio, que enriquece o magma em terras raras leves, em especial em La. Magmas com alto conteúdo de água tendem a suprimir a cristalização de plagioclásio como primeiro mineral a se formar, que fraciona Sr e Eu, substituindo-o pela cristalização da hornblenda e/ou biotita. Deste modo, elevadas razões Sr/Y e La/Yb podem indicar magmas hidratados (Loucks, 2014), os quais são necessários para formação de mineralizações do tipo pórfiro.

**Tabela 1.** Características geoquímicas de magmas adakíticos, segundo Defant & Drummond (1990) e Richards & Kerrich (2007).

Elemento	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Y	Yb	Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Sr/Y	La/Yb
Teor	≥ 56%	≥ 15%	< 3%	≤ 18 ppm	≤ 1,9 ppm	> 400 ppm	< 0,7045	≥ 20	≥ 20

A subducção da placa oceânica, hidratada por processos de circulação de água marinha, juntamente com sedimentos e outros minerais hidratados, é o motor para a geração dos magmas de arco. Estudos geofísicos (*e.g.* McGary *et al.*, 2015) mostram que metamorfismo de altas pressões e baixas temperaturas, característico das zonas de subducção, gera a desidratação progressiva da placa oceânica em descensão, e não sua fusão. Desta forma, há a liberação de fluidos aquosos, salinos e ricos em álcalis, que causam o metassomatismo da cunha mantélica (Fig. 5), que favorece a fusão do manto superior (Richards, 2011).

A composição química destes magmas mantélicos é bastante variável, e depende de fatores como a composição original da cunha mantélica astenosférica, composição da placa em subducção e seu nível de hidratação, além do grau de interação do magma com a base da litosfera. De maneira geral, são magmas que variam de basalto cálcio-alcálico, andesito, basalto tholeiítico, shoshonito e basalto alcalino (Schmidt & Jagoutz, 2017).

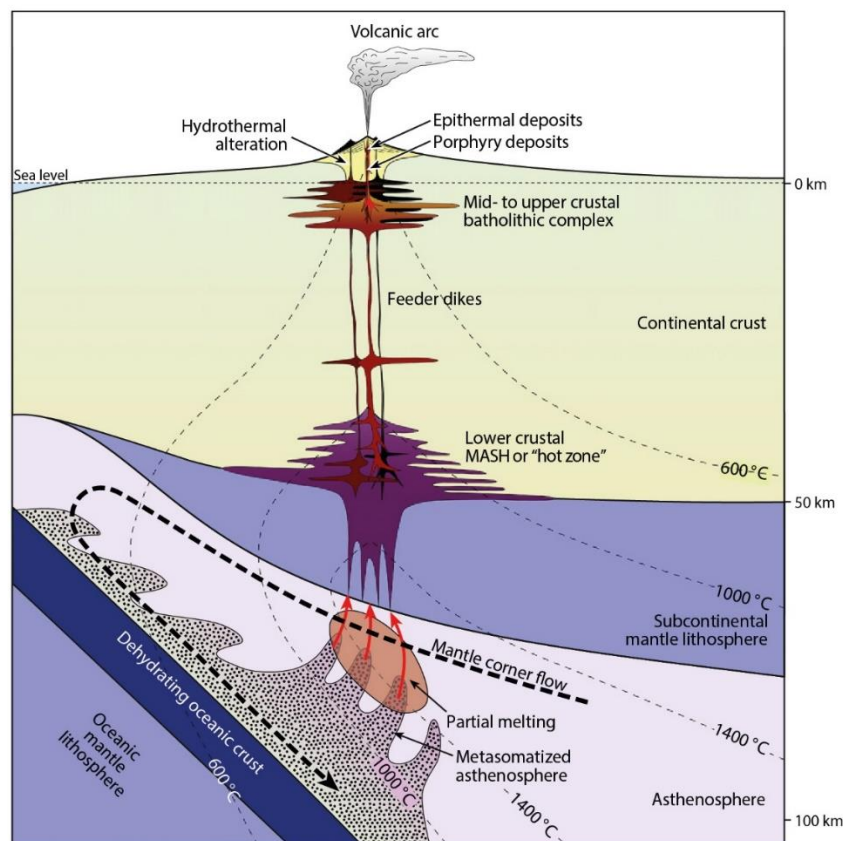


**Figura 5.** Ilustração do processo de desidratação da crosta oceânica em subdução, que gera o metassomatismo da cunha mantélica astenosférica e, conseqüente, leva a sua fusão parcial. A consequência deste processo é a formação de magmas básicos em ambiente de arco magmático, segundo Richards (2011). A eclogitização da placa oceânica pode acentuar o ângulo de subducção, ou este pode diminuir caso ocorra o rompimento da mesma.

A sequência para a geração do magmatismo de arco, pelo modelo de Hildreth & Moorbath (1988) é a fusão, assimilação, armazenamento e homogeneização (Fig. 6), conhecido como *MASH* (*Melting, Assimilation, Storage e Homogenization*).

Os magmas basálticos gerados pela fusão da cunha mantélica se alojam na base da crosta em equilíbrio isostático. A partir da cristalização fracionada, assimilação crustal, homogeneização do fundido e reabastecimento destes reservatórios, formam-se os magmas intermediários de composição andesítica (Richards, 2003; Ducea *et al.*, 2015). Com o avanço dos processos de diferenciação e redução da densidade, os magmas intermediários ascendem para níveis crustais mais rasos através de condutos, e formam diques (Annen *et al.*, 2006) que alimentam novos reservatórios, chamados de complexos batolíticos (Fig. 6).

O magmatismo cálcio-alcálico deste ambiente é tipicamente oxidado, do tipo I, variando de 1 a 2 unidades de log mais oxidados que o *buffer* de oxigênio FMQ (Hedenquist & Richards, 1998). O nível de oxidação destes magmas reflete diretamente na estabilidade do enxofre, que passa de sulfeto ( $H_2S$ ) para sulfato ( $SO_2$ ) com o aumento progressivo da oxidação do magma (Botcharnikov *et al.*, 2011).



**Figura 6.** Ilustração do processo MASH em arco continental, segundo Richards (2011). A colocação de magmas basálticos na base da crosta, sua diferenciação e assimilação crustal, leva a ascensão de magmas de composição andesítica até a crosta média e superior, e formam complexos batolíticos. Estruturas tectônicas favorecem a ascensão dos magmas destes reservatórios até níveis crustais mais rasos em várias etapas, até seu extravasamento em complexos vulcânicos. Os condutos subvulcânicos destes complexos são os ambientes geológicos onde são gerados os sistemas hidrotermais por meio da exsolução de fluidos magmáticos, que podem formar depósitos do tipo pórfiro, com os correspondentes sistemas epitermais próximos a superfície.

Assim como qual espécie de enxofre é mais estável no magma, Botcharnikov *et al.* (2011) mostram que a solubilidade do ouro atinge um máximo próximo a transição  $H_2S-SO_2$  ( $1 < \Delta \log FMQ < 2$ ), e que para valores  $\Delta \log FMQ > 2$  ocorre uma queda desta solubilidade por conta da redução da presença de  $H_2S$  no magma. Os elementos calcófilos, Cu e Mo, irão se comportar de maneira incompatível, e irão permanecer no magma até que ocorra exsolução dos voláteis em estágio tardio de cristalização e fracionamento (Hedenquist & Richards, 1998).

Desta maneira, o estado de oxidação do magma é de extrema relevância para a concentração de elementos de interesse econômico. Magmas oxidados, pertencentes a série da magnetita (Ishihara, 1981), propiciam o acúmulo progressivo de metais no magma residual durante cristalização de sulfato. Inversamente, magmas da série da ilmenita, mais reduzidos e com enxofre em estado de oxidação mais baixo, levam à formação de sulfetos que incorporam Cu e Mo e ficam retidos no magma residual. Os elementos litófilos, como W e Sn, neste caso, se concentram no magma fracionado ascendente.

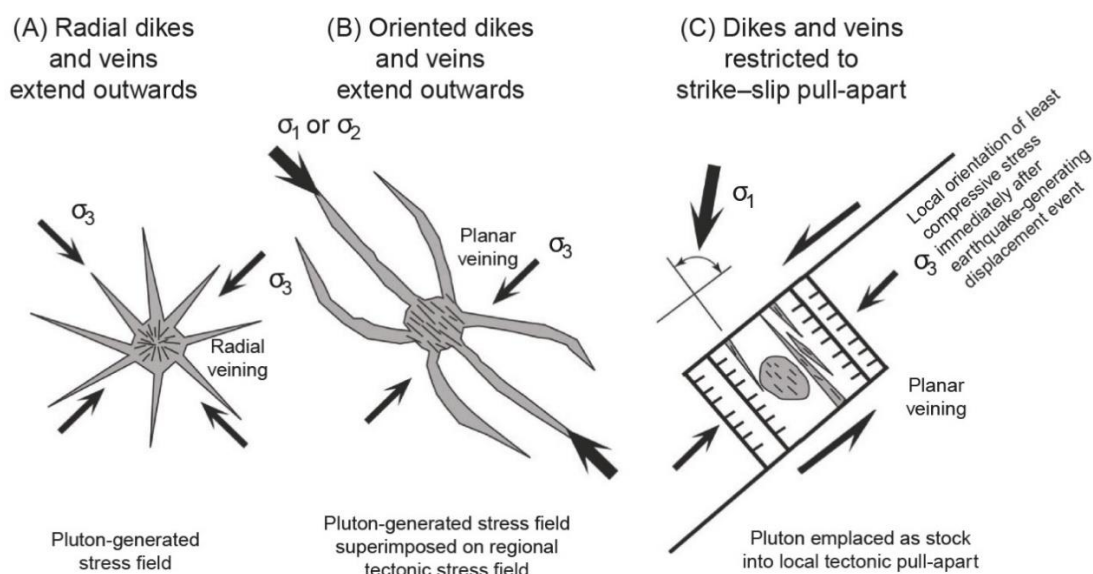
A disposição do campo de esforços atuantes em zonas de subducção (Apperson, 1991), proveniente principalmente da tração gerada pela descida da placa oceânica e das zonas de dorsais oceânicas, chamados respectivamente de *slab pull* e *ridge push* (Bott & Kuszniir, 1984), é um fator chave para permitir a ascensão dos magmas formadores de sistemas pórfiros e epitermais (Closs & Sapiie, 2013).

O grau de obliquidade da subducção e ângulo de mergulho da placa controlam a extensão da deformação e espessamento crustal gerado no arco (Apperson, 1991). Deste modo, o melhor cenário é uma situação intermediária, que permite a eclogitização da placa oceânica e a existência da cunha mantélica para o fornecimento de fluidos e material para fusão parcial e geração de magmas.

Os esforços oblíquos criam zonas de cisalhamento transpressionais e transtensionais que permitem o transporte e alojamento de magmas até próximo a superfície (Fig. 7), criando zonas extensionais em formato de *pipes* (Cox *et al.*, 2001). A diferença de pressão entre zonas mais profundas, dúcteis, e zonas mais rasas, rúpteis, controlam a colocação destes corpos magmáticos na forma de diques e *stocks* ao longo de fraturas abertas (Brown, 1994).

Tosdal & Richards (2001) apresentam quatro cenários tectônicos e suas implicações para o potencial de formação de depósitos do tipo pórfiro (Fig. 8), e concluem que os mais favoráveis são os regimes de esforços em subducções oblíquas.

A colocação do corpo magmático em profundidade rasa, seu resfriamento e a presença de esforços regionais irão controlar a tipologia das alterações hidrotermais, formadas a partir da liberação de fluidos magmáticos–hidrotermais. O fluido associado ao transporte de metais e na alteração hidrotermal nestes sistemas é predominantemente salino (até de 60% de NaCl equivalente em peso), no qual os metais são transportados via complexos clorados (Sillitoe, 2010; Richards 2011).



**Figura 7.** Diferentes regimes de esforços e resultantes padrões de diques e veios para a colocação de corpos magmáticos, segundo Cloos & Sapiie (2013). Esforços oblíquos permitem a colocação dos corpos magmáticos na forma de *stocks*, além de propiciar a concentração de diques e veios controlados por estruturas, processos que estimulam a percolação de fluidos de modo a concentrar e aumentar as chances de mineralização.

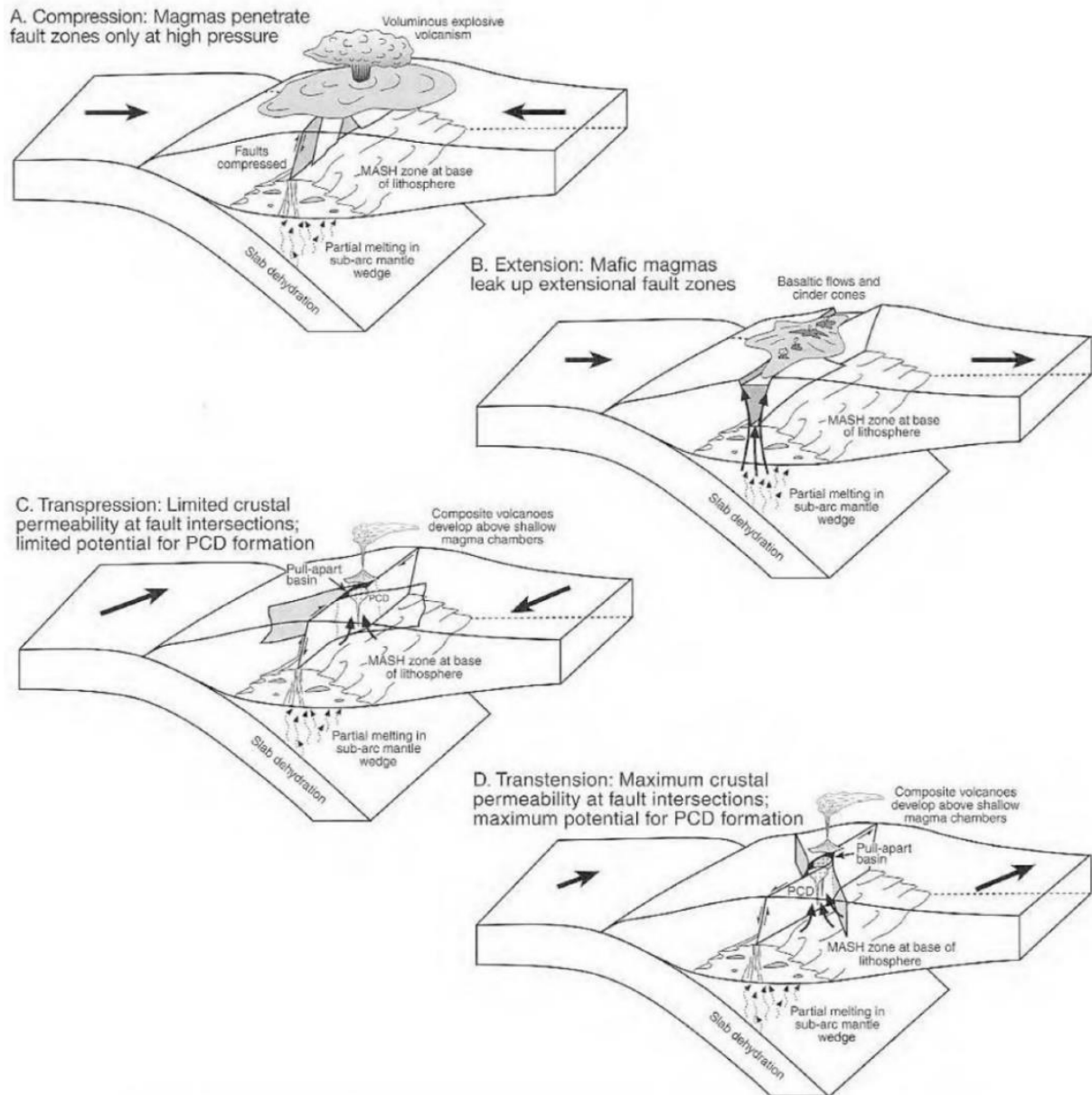
O primeiro modelo de zonamento das alterações hidrotermais de sistemas pórfiros foi definido por Lowell & Guilbert (1970). Neste modelo (Fig. 9), os autores mapearam e definiram zonas de alteração hidrotermal concêntricas a uma intrusão, compostas por um núcleo com alterações potássicas compostas por biotita + feldspato potássico + quartzo  $\pm$  sericita  $\pm$  anidrita, que gradam para uma zona intermediária nomeada fílica (ou sericítica), composta por sericita + quartzo + pirita, até a zona mais externa denominada de propilítica, composta por clorita + epidoto + carbonato  $\pm$  adulária  $\pm$  albita.

O avanço nos modelos descritivos (Fig. 10) mostram que a geometria das alterações hidrotermais de sistemas pórfiros é complexa e está relacionada com a temperatura e alcance de percolação dos fluidos magmáticos–hidrotermais, além de depender da composição, porosidade e permeabilidade das rochas encaixantes (Sillitoe, 2010). A queda da temperatura dos fluidos magmáticos, chamado de colapso térmico, ocorre pelo resfriamento da intrusão e por mistura com água meteórica, que diminui sua salinidade e gradativamente aumenta sua acidez, processo que propicia a telescopagem do sistema epitermal sobre as alterações do tipo pórfiro (Fig. 11, Tabela 2). Esse processo consiste na sobreposição de alterações de maior temperatura por alterações de menor temperatura, que pode muitas vezes apagar as evidências da existência de zonas de alta temperatura (Sillitoe, 2010).

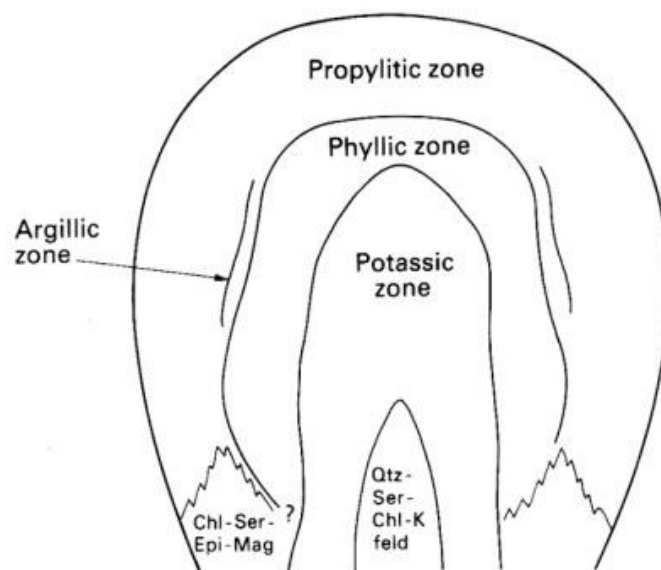
Além das zonas de alteração, a formação da cúpula de alteração hidrotermal provoca fraturamentos hidráulicos e mecânicos, que resulta na formação de veios e vênulas em estágios iniciais. Nos estágios tardios, predomina fraturamento hidrotermal e desenvolvem-se sistemas de *stockwork* e brechas hidrotermais (Burnham, 1979). A transição entre o regime



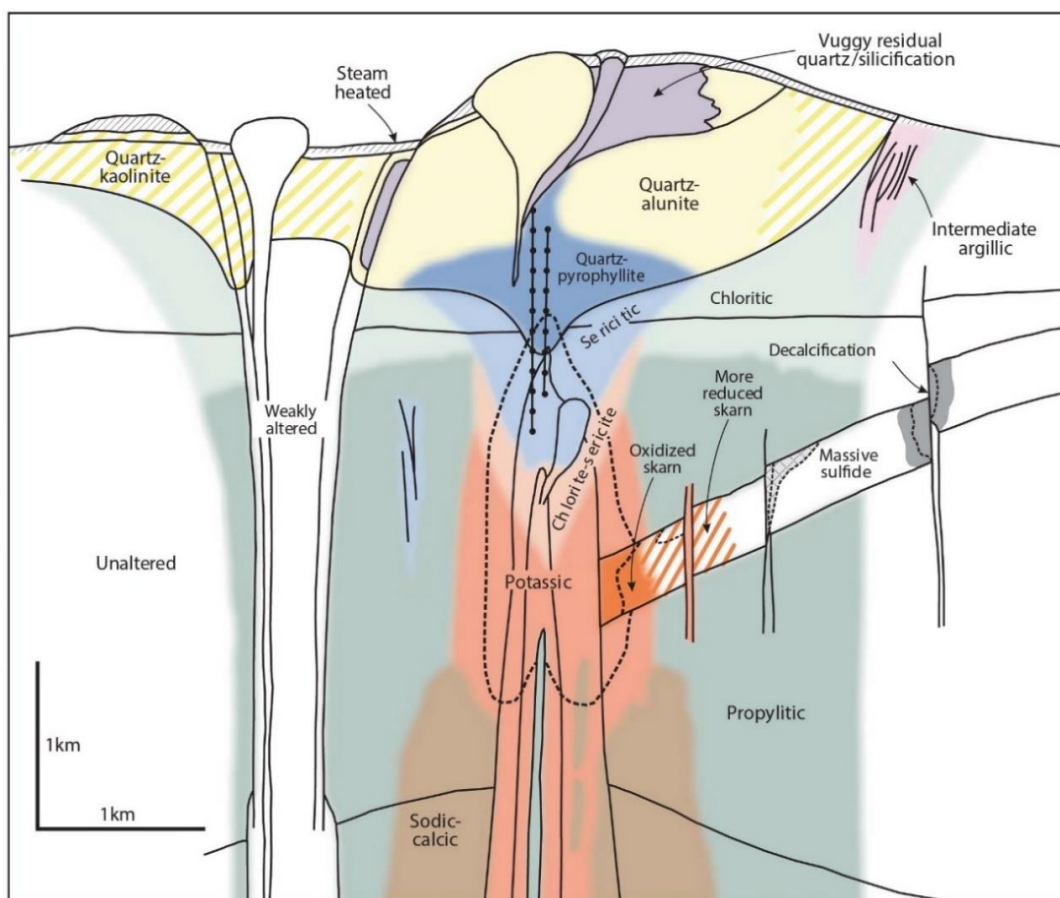
dúctil-rúptil, em torno de 350–400 °C, é observada principalmente pela sinuosidade do sistema de veios e vênulas (Fournier, 1999).



**Figura 8.** Diferentes regimes de esforços em margens convergentes e estruturas relacionadas à formação de depósitos do tipo pórfiro (PCD), segundo Tosdal & Richards (2001). Em todos os casos, os magmas gerados pela fusão parcial da cunha mantélica se alojam na base da crosta e passam pelos processos de *MASH*. **A)** Em ambientes onde os esforços contracionais são ortogonais, a ascensão de magma até a superfície só é possível a altas pressões, gerando vulcanismo explosivo; **B)** Em ambientes essencialmente extensionais ocorrem derrames basálticos, que não propicia a diferenciação magmática e formação de sistemas hidrotermais. **C e D)** Em ambientes transpressionais e transtensionais são encontradas as melhores condições para alojamento de magmas em níveis crustais mais rasos, que focam a passagem de fluidos e otimizam a formação de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro.



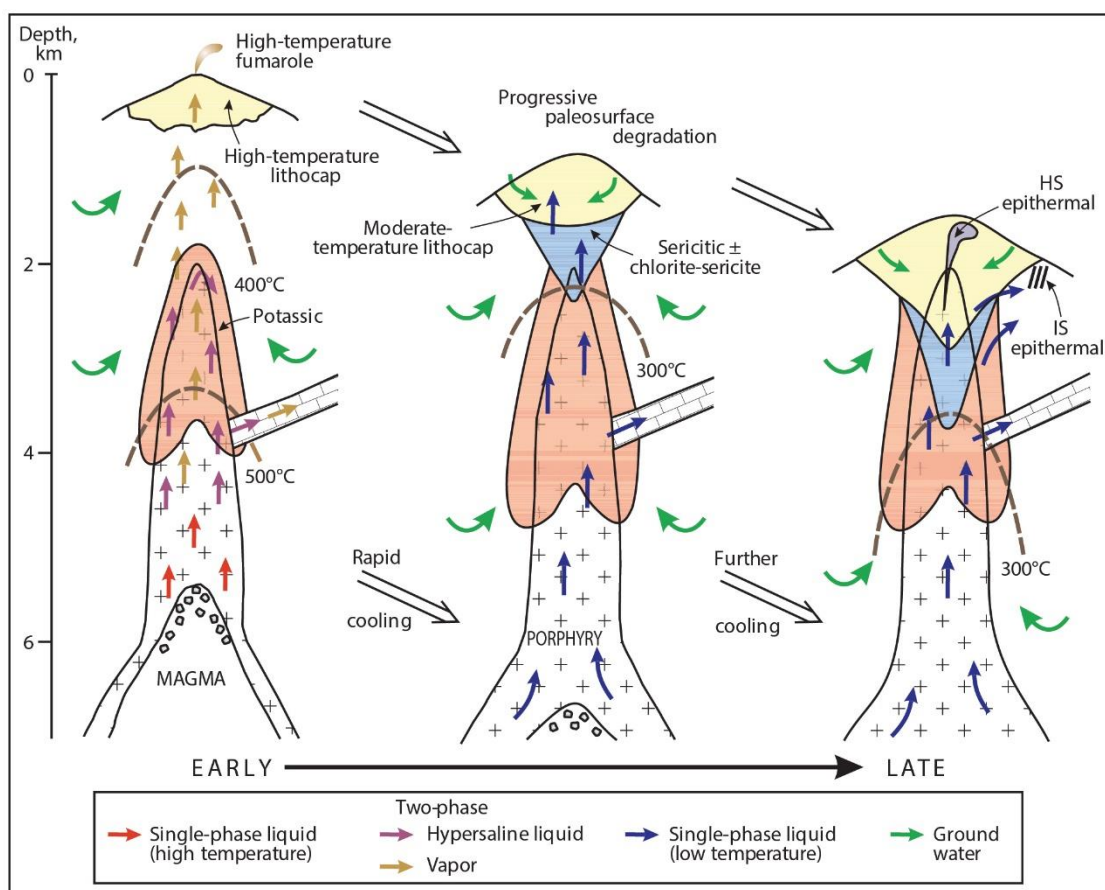
**Figura 9.** Zonamento das alterações hidrotermais do sistema pórfiro, segundo Lowell & Guilbert (1970). Neste modelo as zonas de alteração são concêntricas e não se sobrepõem. As zonas de maior temperatura, internas e próximas à intrusão, gradam para as zonas externas, de menor temperatura, por meio da percolação radial e unidirecional dos fluidos magmáticos-hidrotermais, acompanhada pela evolução composicional do fluido.



**Figura 10.** Padrão de zonamento de alterações hidrotermais geral para depósitos do tipo Cu-pórfiro, segundo Sillitoe (2010). As alterações mais superficiais, de menor temperatura, tendem a sobrepôr os núcleos de maior temperatura de acordo com o colapso térmico do sistema (Fig. 11), que gera um padrão chamado de telescopagem das alterações hidrotermais, e refletem o dinamismo do sistema. Diferente do modelo de Lowell & Guilbert (1970), o modelo de Sillitoe (2010) realça o influxo de fluidos principalmente na direção vertical e a sobreposição de alterações, além da percolação lateral e mistura com fluidos meteóricos.

A sequência de venulação nos sistemas pórfiro varia de acordo com a afinidade geoquímica das intrusões (Fig. 12) e forma determinados padrões para pórfiros de Cu–Mo, associados a intrusões cálcio-alcálinas, e pórfiros de Cu–Au, associados a intrusões alcalinas.

Com o progressivo aumento da acidez e diminuição da temperatura do fluido, formam-se as alterações que geram os sistemas epitermais. Estes sistemas são rasos (< 1km de profundidade) comparativamente à zona de alteração hidrotermal do tipo pórfiro (Fig. 13) e predominam alterações argílicas e silicificação (Tabela 2).



**Figura 11.** Colapso térmico de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro, segundo Sillitoe (2010). O processo consiste na diminuição da temperatura e salinidade do fluido de alteração hidrotermal e aumento de sua acidez por resfriamento da intrusão e da mistura com água meteórica. Desta maneira, as alterações de menor temperatura, de topo de sistema, tendem a se aprofundar e sobrepor às zonas de maior temperatura, processo denominado de telescopagem das alterações hidrotermais.

A classificação dos tipos de epitermais varia de acordo com o estado de oxidação do enxofre e acidez do fluido de alteração (Tabela 3). Depósitos *high-sulfidation* são oxidados, com enxofre nas espécies  $\text{SO}_2$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  e  $\text{HSO}_4^-$ , têm fluidos tipicamente ácidos, inicialmente salinos quando exsolvidos dos pórfiros intrusivos e, portanto, de origem predominantemente magmática. A assembleia de alteração hidrotermal é tipicamente a argílica avançada (Tabela 2), e a presença de pirofilita e alunita é diagnóstica para sua determinação. A associação metalífera consiste em Cu–Au com, possivelmente, Ag, Bi e Te associados (Robb, 2005). Os

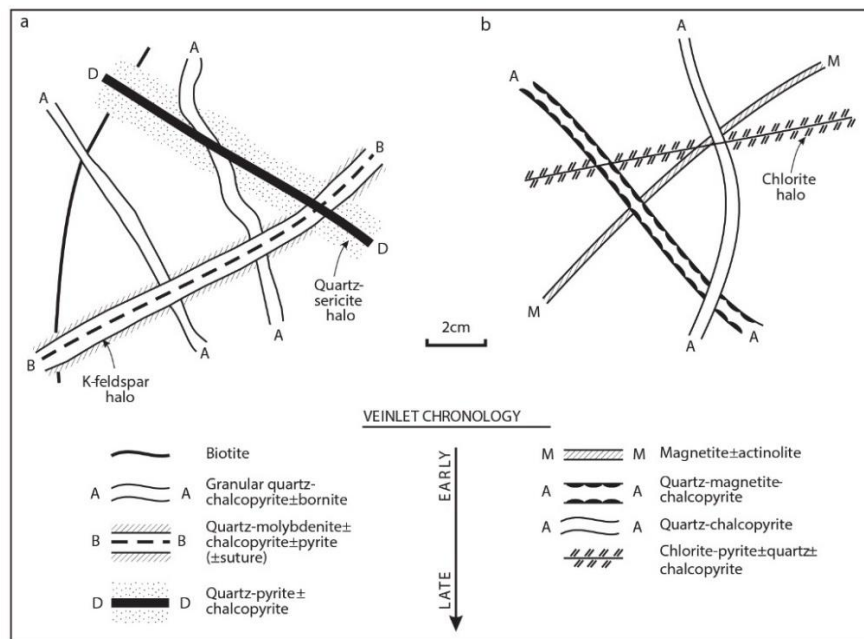
sulfetos mais comuns para estes depósitos são: pirita, pirrotita, galena, arsenopirita e esfalerita rica em ferro (Hedenquist *et al.*, 2000).

Os fluidos nos depósitos *low-sulfidation* são mais reduzidos, com enxofre nas espécies  $\text{HS}^-$  e  $\text{H}_2\text{S}$ , e são formados por fluidos de baixa salinidade, com pH próximo a neutro e são predominantemente de origem meteórica. Os minerais de alteração consistem em quartzo, calcedônia, calcita, sericita e clorita, além de adularia, que juntamente com a sericita, calcita, plácóide e/ou illita são diagnósticas para sua classificação. Estes depósitos são de Au–Ag contendo possivelmente As, Sb, Se e Hg associados (Robb, 2005). Os sulfetos mais comuns para estes depósitos são: pirita, tetraedrita, tennantita, calcopirita, galena e esfalerita pobre em ferro (Hedenquist *et al.*, 2000).

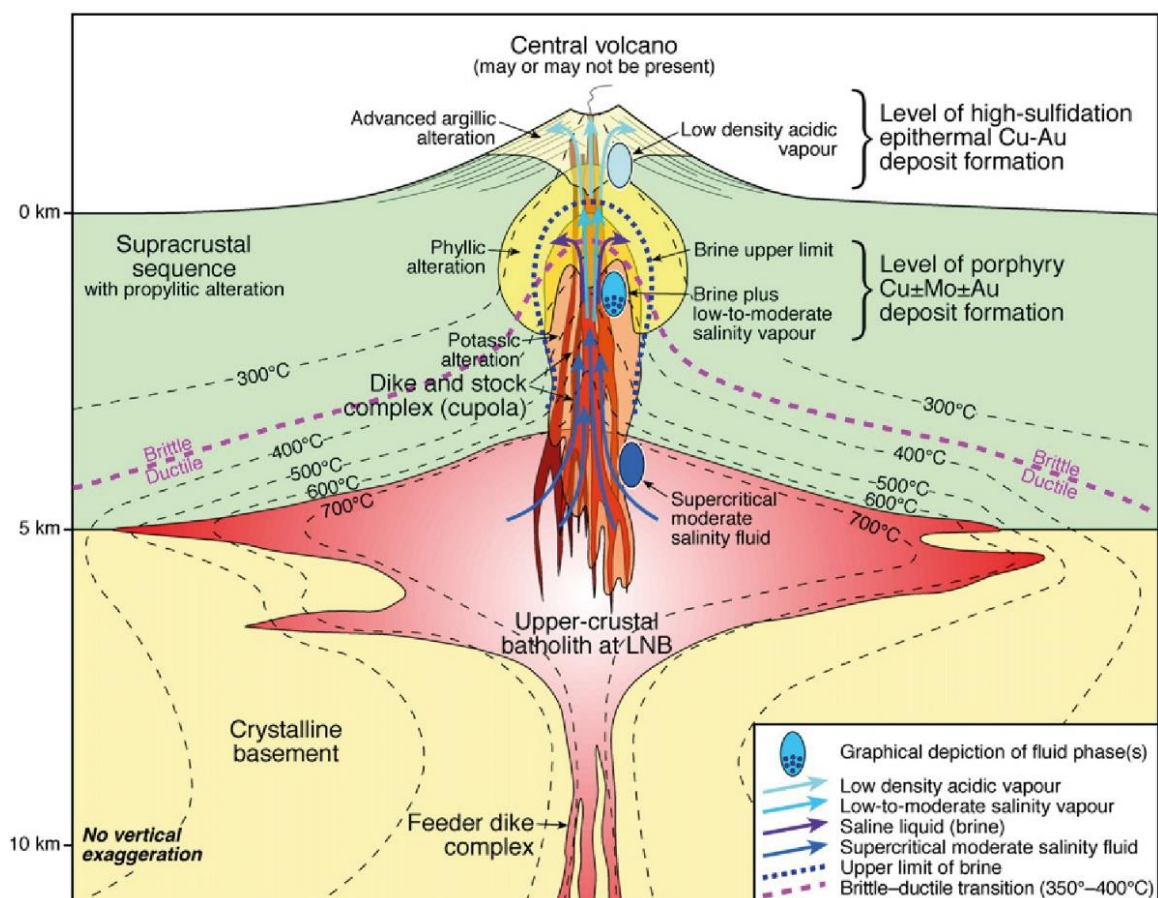
Os depósitos *intermediate-sulfidation* representam a situação intermediária, na qual os fluidos magmáticos não são nem completamente reduzidos nem neutralizados pela mistura com a água meteórica. São depósitos de Au e Ag com maior conteúdo de metais base que o membro *low-sulfidation*, porém, em menor quantidade quando comparado ao *high-sulfidation*. Sua assembleia de alteração hidrotermal, referente as argilas e outros silicatos, se aproxima mais a do *low-sulfidation*, que indica sua formação próxima a pH neutro, e a presença de rodocrosita e anidrita é diagnóstica. Os sulfetos mais comuns para estes depósitos são: pirita, enargita, luzonita e covellita (Hedenquist *et al.*, 2000).

**Tabela 2.** Zonas de alteração hidrotermal de sistemas pórfiros, sua disposição ao redor da intrusão, principais minerais constituintes e temperatura de formação. Segundo Sinclair (2007) e Sillitoe (2010).

Zona de Alteração	Localização	Dimensão	Minerais Diagnósticos	Temp. (°C)	Sulfetos
Sódico-cálcica	Ao redor da intrusão, raiz do sistema	Centenas de metros	Albita e actinolita	480 – 360	-
Potássica	Ao redor e acima da intrusão, proximal	Centenas de metros	Feldspato potássico e biotita	450 – 300	Calcopirita, molibdenita, bornita, pirita
Sericítica	Acima da potássica	Centenas de metros	Sericita e outras micas brancas	350 – 250	Pirita
Sericito-Clorítica	Acima da sericítica	Centenas de metros	Sericita, illita, clorita e hematita	300 – 200	Pirita
Argílica	Topo do sistema	Centenas de metros	Caolinita, montmorilonita	~300	Pouca pirita
Argílica avançada	Topo do sistema	Centenas de metros	Baixa T: caolinita, quartzo, alunita, sílica <i>vuggy</i> , diásporo; Alta T: pirofilita, andalusita + minerais de baixa T	Alta T: >300; Baixa T: <300	-
Propilítica	Zona externa inferior, distal	Milhares de metros	Clorita, albita e epidoto	< 300	Pirita
Clorítica	Zona externa superior, distal	Milhares de metros	Clorita	< 300	Pirita



**Figura 12.** Sequência de vênulas para pórfiros de **A)** Cu-Mo e **B)** Cu-Au, associados a intrusões cálcio-alcálinas e alcalinas, respectivamente, segundo Barr *et al.* (1976), Lang *et al.* (1995) e Sillitoe (2000; 2002), em Sillitoe (2010).



**Figura 13.** Seção esquemática para formação de sistemas magmáticos hidrotermais do tipo pórfiro de Cu ± Mo ± Au e epitermal *high-sulfidation* de Cu-Au, segundo Richards (2011). A ilustração mostra a estrutura termal, fluxo de fluidos e suas características durante o principal estágio de alteração hidrotermal, além da sobreposição das zonas de alteração. Assume-se que a alteração propilítica afeta todas as rochas observadas no esquema, com maior intensidade nas regiões próximas à intrusão, que gradam para muito fraca nas regiões mais distais.

**Tabela 3.** Características dos fluidos associados aos depósitos epitermais *high*-, *intermediate*- e *low-sulfidation*, segundo Hedenquist *et al* (2000) e Robb (2005).

Epitermal	Eh	pH	Salinidade	Origem	Mineral Típico	Sulfetos	Metais
<i>High-sulfidation</i>	Oxidado	Ácido	> 20% NaCl	Magmática	Alunita; Pirofilita	Pirita; Pirrotita; Arsenopirita; Fe-esfalerita	Au–Cu
<i>Intermediate-sulfidation</i>	Transicional a reduzido	Transicional a neutro	5-20% NaCl	Mista	Rodocrosita; Anidrita	Pirita; Enargita; Luzonita; Covellita	Au– Cu–Ag
<i>Low-sulfidation</i>	Reduzido	Neutro	~5-15% NaCl	Meteórica	Adulária; Calcita placóide	Tetraedrita; Tennantita; Calcopirita; Esfalerita	Au–Ag

Em suma, a formação de sistemas hidrotermais e depósitos do tipo pórfiro envolvem processos multifásicos em ambiente de arcos magmáticos, desde a hidratação e fusão parcial da cunha astenosférica até a colocação de magmas na base na crosta e sua diferenciação. A ascensão destes magmas para níveis crustais mais rasos depende da existência de estruturas em ambiente tectônico ativo, e é otimizada por regimes de esforços relacionados a subducção oblíqua (Apperson, 1991; Closs & Sapiie, 2013).

Os processos de *MASH* (Hildreth & Moorbath, 1988) são de extrema importância na formação de magmas cálcio-alcalinos e com elevado estado de oxidação do enxofre, o que permite o acúmulo de metais base no magma (Richards, 2015).

A exsolução de fluidos aquosos e salinos de alta temperatura, provenientes do resfriamento e cristalização de magmas em níveis crustais rasos, formam os sistemas hidrotermais do tipo pórfiro, causam o fraturamento e brechação das rochas encaixantes e podem propiciar a cristalização de minerais de minérios (Burnham, 1979; Fournier, 1999; Richards, 2011).

A precipitação de metais se relaciona com as mudanças físico-químicas que ocorrem nos fluidos hidrotermais, principalmente com a alteração da condição de oxidação, pH, e redução da temperatura, além da interação com rochas encaixantes reativas como calcários e arenitos, além da mistura com diferentes fluidos (Hedenquist & Richards, 1998; Sillitoe, 2010; Botcharnikov *et al.*, 2011).

As zonas de alteração hidrotermal em sistemas do tipo pórfiro refletem as mudanças físico-químicas do fluido que provoca estas alterações. As alterações gradam de zonas de alteração potássica, mais profundas, formadas por fluidos mais quentes e salinos e menos ácidos, e passam para zonas de alteração sericítica, argílica e argílica avançada (Sinclair, 2007; Sillitoe, 2010; Richards 2011), que representam fluidos mais frios, mais rasos, menos salinos e mais ácidos.



Da mesma maneira, as diversas vênulas dos sistemas do tipo pórfiro refletem as alterações na química do sistema como um todo, que caracterizam um processo dinâmico, gradacional e evolutivo, relacionadas com as diversas fases e episódios que envolvem a formação de um sistema magmático–hidrotermal do tipo pórfiro e epitermal.

Adicionalmente, eventos de alteração supérgena sobrepostos às zonas de rochas mineralizadas em pórfiros comumente enriquecem os teores do depósito (Reich *et al.*, 2009), ao invés de lixiviar completamente os bens metálicos, e representam um outro fator favorável na exploração mineral de pórfiros na Amazônia.

## **8. MATERIAIS E MÉTODOS**

### **8.1. Pesquisa Bibliográfica**

O período de pesquisa bibliográfica, antes e durante o desenvolvimento do trabalho, buscou principalmente a familiarização com os trabalhos clássicos de geologia e evolução tectônica para a região, assim como aqueles que apresentam diferentes propostas. Também foi realizado o estudo sobre os processos de formação de depósitos do tipo pórfiro e epitermal, e métodos de vetorização por química mineral.

### **8.2. Sensoriamento Remoto**

Para o tratamento dos dados de imagem de satélite foi utilizado o *software* ArcMap 10.2 da ESRI, enquanto que os métodos aplicados a geobotânica foram desenvolvidos no ENVI 5.1 da Exelis Inc. Dados aerogeofísicos foram tratados com o *software* Oasis Montaj 8.4 da Geosoft Inc.

A imagem de satélite foi cedida pela *Nexa Resources*, enquanto que as imagens para geobotânica e confecção do modelo digital de elevação foram obtidas de forma gratuita pela plataforma *Earth Explorer* da NASA. Os mapas geofísicos foram criados a partir do levantamento aerogeofísico disponibilizado pela CPRM.

#### *8.2.1. Imagens de Satélite*

O sensoriamento remoto se mostra cada vez mais importante para a exploração mineral (Sabins, 1999), pois permite o reconhecimento de feições de superfície, de vegetação, estruturais e geofísicas, que otimizam os trabalhos de *follow-up* de áreas de interesse econômico, principalmente aquelas expostas e que apresentam alteração hidrotermal.

Entretanto, a área de estudo encontra-se na Floresta Amazônica, com espessa cobertura de solos e poucos afloramentos expostos, o que constitui um desafio adicional para a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto na identificação de unidades geológicas e de zonas de alteração hidrotermais fósseis.

A geobotânica, no entanto, mostra-se como importante ferramenta para guiar a exploração mineral não só na região amazônica (Almeida *et al.*, 2009) como também em regiões de Mata Atlântica (Almeida *et al.*, 2016).

### 8.2.2. Geobotânica

A abordagem de geobotânica para a área de estudo teve como principal objetivo observar diferentes respostas da vegetação e tentar associá-las com os dados de campo, tanto quanto à geologia quanto às alterações hidrotermais. Apesar de não realizado o levantamento da flora da área, acredita-se que diferentes litotipos e diferentes zonas de alteração hidrotermal possam gerar respostas espectrais mensuráveis na vegetação, passíveis de identificação por meio do sensoriamento remoto e associáveis ao mapeamento geológico.

Este tipo de abordagem, apesar de novo, já foi aplicado na região Amazônica em local de pouco conhecimento botânico, mas amplo conhecimento geológico, com respostas favoráveis a detecção de zonas alteradas hidrotermalmente (Almeida *et al.*, 2009). Diversos outros trabalhos demonstram a exequibilidade do método para a detecção de anomalias na vegetação em outros contextos (e.g. Filho, 1984; Rowan *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2006; Perrotta *et al.*, 2008; Amaral *et al.*, 2018).

De acordo com o uso e ocupação do solo nas últimas décadas na área de estudo, muito da vegetação primária foi desmatada ou modificada, seja por queimadas ou pelo corte seletivo de certas espécies para sua utilização na indústria madeireira. Deste modo, buscou-se utilizar uma imagem de um período no qual a interferência humana na região fosse a menor possível (Tabela 4).

**Tabela 4.** Código de identificação, data e hora de aquisição da imagem utilizada no processamento. Informações sobre o Landsat TM e sua resolução espectral e espacial.

Série ID	Data	Hora	Satélite
LT05_L1TP_227066_19880718_20170208_01_T1	18/07/1988	13:20	Landsat TM
Banda	Comprimento de Onda	Espectro	Resolução
Banda 1	0,45–0,52 $\mu\text{m}$	Azul	30 m
Banda 2	0,52–0,60 $\mu\text{m}$	Verde	30 m
Banda 3	0,63–0,69 $\mu\text{m}$	Vermelho	30 m
Banda 4	0,76–0,90 $\mu\text{m}$	NIR	30 m
Banda 5	1,55–1,75 $\mu\text{m}$	SWIR I	30 m
Banda 7	2,08–2,35 $\mu\text{m}$	SWIR II	30 m
Banda 6	10,4–12,5 $\mu\text{m}$	TIR	120 m

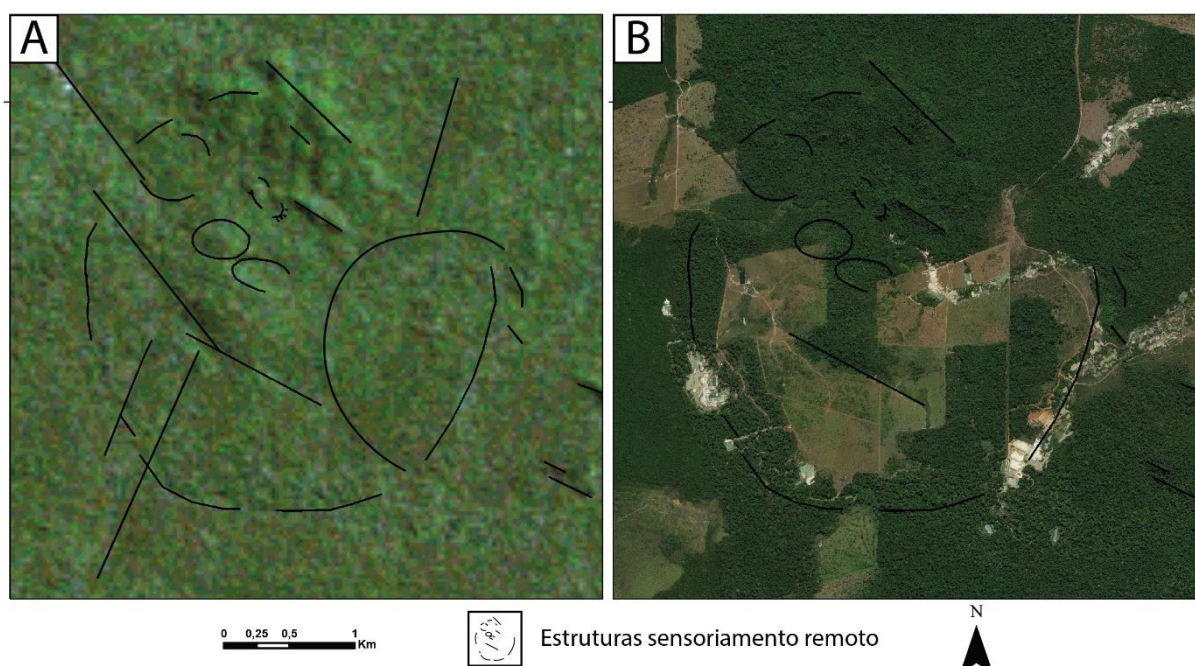
NIR: *Near Infra Red*; SWIR: *Short Wave Infra Red*; TIR: *Thermal Infra Red*

A imagem utilizada (Fig. 14) foi adquirida no dia 18/07/1988 às 13:20, pelo Landsat TM. O sensor TM (*Thematic Mapper*) possui resolução espectral em três bandas do visível,



uma banda no infravermelho próximo, duas bandas no infravermelho de ondas curtas, e uma banda no infravermelho termal (Tabela 4).

A data da imagem favorece a pouca intervenção humana na vegetação, além de se encontrar no período de seca da região, o que evita respostas espectrais equivocadas nas bandas de detecção de hidroxila (SWIR). O horário de aquisição descarta a possibilidade que a resposta espectral obtida seja em função de iluminação diferencial, já que a área se encontra próximo ao equador, e o sol no zênite.



**Figura 14.** Comparação entre **A)** Composição colorida de bandas do visível, imagem Landsat TM de 18/07/1988 e **B)** Imagem de satélite atual da área de estudo. Variações na textura entre as imagens estão relacionadas com a diferença de resolução espacial.

O tratamento dos dados foi realizado em três etapas: i) razão de bandas; ii) análise de principais componentes; iii) composição colorida de PCs.

A razão de bandas consiste na divisão do valor de reflectância de um pixel, em determinada banda, pelo valor de reflectância em outra banda para o mesmo pixel. Esta técnica tem como objetivo realçar feições de interesse (Gupta, 2003), como ao dividir um número grande (banda com alta reflectância) por um número pequeno (banda com baixa reflectância).

Foram escolhidas bandas nas quais a vegetação apresenta alta reflectância, como o verde e o infravermelho próximo, para serem divididas pelas outras bandas do espectro. Aplicou-se, nestas razões de bandas, a análise por principais componentes (*Principal Component Analysis – PCA*), que tem como objetivos obter a verdadeira dimensionalidade dos dados analisados e identificar novas correlações entre as variáveis (Johnson, 1998).

### 8.2.3. Aerogeofísica

Outra ferramenta de extrema importância para a exploração mineral é a aerogeofísica, a qual permite a identificação de estruturas crustais, delimitação de contatos litológicos e intrusões. O reconhecimento de diversos padrões na gamaespectrometria e na magnetometria podem ser associados a composição química das rochas ali presentes, e muitas vezes podem indicar um importante reflexo de alteração hidrotermal.

Os dados utilizados são provenientes do projeto de aerogeofísica de número 1134 da CPRM, intitulado “Cachoeira do Curuá” (CPRM, 2017), e contempla a região de estudo com os levantamentos aeroportados de magnetometria e gamaespectrometria, disponibilizado pela mesma em agosto de 2018.

O levantamento gamaespectrométrico consiste na medição da radiação gama emitida por três séries de elementos radioativos em decaimento: K, Th e U. Regiões monocromáticas representam o predomínio de um elemento sobre os outros dois, enquanto que altas concentrações dos três elementos em proporções semelhantes se apresentarão como tons de branco. Baixos valores em proporções semelhantes formarão regiões escuras. Naturalmente, misturas de duas cores representam o predomínio sobre a terceira (Tabela 5).

**Tabela 5.** Cores associadas ao mapa ternário e elementos radioativos presentes.

Cor	Canal	Elemento Predominante
R: vermelho	K	Potássio
G: verde	Th	Tório
B: azul	U	Urânio
Amarelo	K e Th	Potássio e Tório
Roxo	K e U	Potássio e Urânio
Ciano	Th e U	Tório e Urânio
Branco	K, Th e U	Todos em alta proporção
Preto	K, Th e U	Todos em baixa proporção

A técnica permite a detecção e representatividade, aproximadamente, dos 30 primeiros centímetros de solo, ou rocha, expostos na área de medição. A medição gamaespectrométrica aeroportada consiste na área de um cone que vai do instrumento de medição, localizado na aeronave, até a superfície do terreno. As medidas foram realizadas a cada segundo, com espaçamento entre linhas (N–S) no valor de 500 metros, a uma altura nominal de 100 metros. Fatores como vegetação densa e alta umidade do ar reduzem a intensidade do valor medido, enquanto que terrenos fortemente inclinados com solo transportado reduzem a sua representatividade.

O levantamento aeromagnetométrico consiste em dez medições do campo magnético a cada segundo a uma altura nominal de 100 metros ao longo de linhas (N–S), com espaçamento entre linhas de 500 metros.

O campo magnético anômalo é a resultante do campo magnético terrestre com a interferência causada pelas rochas presentes no local. Neste mapa, as anomalias magnéticas se mostram geralmente como pólos, onde as bordas das anomalias não são ressaltadas. A amplitude do sinal analítico permite a reinterpretação de tais anomalias de modo a delinear os corpos magnéticos anômalos, o que facilita a interpretação dos resultados. A derivada vertical remove grande parte dos ruídos superficiais e resalta os lineamentos presentes, e são associados a estruturas crustais profundas de maior relevância, muitas vezes não aflorantes.

### **8.3. Levantamento de Campo e Confecção de Mapas**

O mapeamento geológico foi feito durante os meses de maio e junho em uma área aproximadamente de cinco quilômetros quadrados, quando foram descritos 120 afloramentos.

Os litotipos agrupados em quatro unidades: a) rochas vulcânicas a subvulcânicas, b) rochas plutônicas, c) rochas metassedimentares, e d) rochas com alteração hidrotermal pervasiva e protólito obliterado.

Os afloramentos de todas as unidades mapeadas ocorrem essencialmente como blocos *in situ*, e nenhum contato entre as unidades foi observado.

O mapa geológico (Anexo 2), e as unidades nele descritas, foi contruído com base na descrição petrográfica, e as unidades discriminadas neste mapa são descritas em detalhe na respectiva seção. O mapa de alteração hidrotermal (Anexo 3) foi construído de modo análogo ao mapa geológico.

### **8.4. Petrografia**

A partir dos 120 afloramentos descritos, foram selecionadas 70 amostras para confecção de seções delgadas polidas para descrição petrográfica, além de análises EDS e WDS (Anexo 4).

Estas foram divididas em nove grupos litológicos, conforme o mapa geológico detalhado (Anexo 2), e ao menos seis tipos de alteração hidrotermal (Anexo 3).

A confecção das lâminas delgadas polidas foi custeada pela *NEXA Resources*, enquanto que 20 lâminas delgadas foram confeccionadas pela Seção de Laminação do Instituto de Geociências da USP.

As descrições petrográficas foram feitas no Laboratório Didático de Microscopia Petrográfica (LDMP). Foram utilizados microscópios Olympus BXP 40 com sistema de luz transmitida e refletida. As fotomicrografias foram obtidas no Laboratório de Petrografia Sedimentar, com o microscópio AxioPlan 1 da Carl Zeiss, que conta com sistema de luz transmitida e refletida e câmera Leica MC170HD, além do *software* para edição das fotomicrografias *Leica Application Suite* (LAS).

## 8.5. Geoquímica de Rochas

A preparação e análise quantitativa de amostras para litogeoquímica foi feita pela ALS, e custeadas pela *NEXA Resources*. Os procedimentos consistem em: i) Secagem das amostras ao ar livre ou em fornos de secagem com temperaturas máximas de 60 °C; ii) Britagem até a fração passante em peneira com malha de 2 mm; iii) Homogeneização e quartejamento; iv) Pulverização até < 75 µm.

A análise para elementos maiores foi feita por fluorescência de raios X (XRF) e dos elementos menores por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-AES). Os elementos traço foram analisados a partir da dissolução de pastilhas fundidas com metaborato e tetraborato de lítio em espectrômetro de massa com plasma acoplado indutivamente (ICP-MS). A separação dos metais de base e da prata, do ouro é feita pela digestão ácida das amostras, e as análises de Au são feitas por *fire-assay*.

Foram realizadas 118 análises de rocha total, nas quais foram quantificados os elementos maiores e menores. Destas, 73 amostras foram para análises de litogeoquímica, com elementos maiores em óxido, e 84 contaram com quantificação dos elementos traço. Buscou-se amostrar rochas com o mínimo de alteração supérgena e hidrotermal para sua utilização na classificação petrogenética. Os diagramas foram gerados com o software loGAS 7.0 da IMDEX.

## 8.6. Química Mineral

### 8.6.1. Índices de Alteração Hidrotermal

Os índices de alteração hidrotermal são uma importante ferramenta na classificação e determinação do tipo e grau de alteração hidrotermal. Com este intuito, foram aplicados diversos métodos para uma melhor discriminação entre as amostras hidrotermalmente alteradas, visando definir os tipos, zonamentos e os centros de alterações hidrotermais, além de auxiliar na seleção de amostras para análise por microsonda eletrônica

Ishikawa *et al.* (1976), com intuito de determinar as regiões proximais a depósitos VMS do tipo Kuroko, criaram um índice de alteração para quantificar a intensidade da alteração sericítica e clorítica em rochas vulcânicas. Este Índice de Alteração (*Alteration Index, AI*) consiste na razão entre elementos maiores (Equação 1), em óxido, e representa a quebra do plagioclásio sódico e do vidro vulcânico e sua substituição por clorita e sericita.

$$Alteration Index (AI) = 100 \frac{(K_2O + MgO)}{(K_2O + MgO + Na_2O + CaO)} \quad \text{Equação 1}$$

Combinando-se o AI de Ishikawa *et al.* (1976) no eixo x, com o Índice de Clorita–Carbonato–Pirita (*Chlorite–Carbonate–Pyrite Index, CCPI*) no eixo y, Large *et al.* (2001) apresentam o *Box Plot* de Alteração (*Alteration Box Plot*) com intuito de diferenciar, em intensidade e tipo, os zonamento dos sistemas hidrotermais em depósitos VMS, além de ressaltar possíveis hospedeiras para o depósito.

O CCPI, assim como o AI, consiste de uma razão de óxidos de elementos maiores (Equação 2) que visam determinar o grau de alteração hidrotermal responsável pela formação de clorita ferromagnésiana, que substituem a albita, feldspato potássico ou sericita nas rochas vulcânicas destes sistemas hidrotermais.

Além da associação do CCPI com o desenvolvimento de clorita hidrotermal, a presença de carbonatos de ferro e magnésio, além de pirita, magnetita ou hematita, que ocorrem nas zonas internas, próximas ao depósito, também é indicada por este índice (Large *et al.*, 2001).

$$\begin{aligned} & \text{Chlorite} - \text{Carbonate} - \text{Pyrite Index (CCPI)} \\ & = 100 \frac{(MgO + FeO)}{(MgO + FeO + Na_2O + K_2O)} \end{aligned} \quad \text{Equação 2}$$

Segundo Large *et al.* (2001), o *Alteration Box Plot* apresenta certas limitações para as quais os usuários devem estar atentos, das quais as mais relevantes para este projeto são: i) o método não leva em conta processos hidrotermais de silicificação, importantes para a precipitação do minério nos sistemas pórfiro; ii) o melhor desempenho do método é observado quando os protólitos são rochas vulcânicas félsicas, ao invés de máficas; iii) os melhores e mais seguros resultados provêm da associação do método com estudos petrográficos e mineralógicos, como DRX, MEV, entre outros; iv) seu desenvolvimento visou a aplicação em alterações hidrotermais de sistemas VMS, nem sempre aplicável para outros tipos de depósitos.

Estes critérios não são limitadores para o estudo proposto, exceto o tipo de depósito, e de suas rochas hospedeiras que são bastante distintas dos depósitos VMS. Entretanto, estes índices de alteração hidrotermal têm sido utilizados ao redor do mundo em diferentes tipos de depósitos, e incluem os tipos epitermal e pórfiro, e auxiliam na determinação dos centros de alteração hidrotermal, pois as alterações hidrotermais em si de ambos os tipos de depósito, sob o ponto de vista das reações e dos sistemas químicos, são em parte semelhantes.

### 8.6.2. Química de Epidoto e Clorita

As análises de química mineral foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Departamento de Petrologia e Metalogenia da UNESP em Rio Claro.

A preparação das amostras iniciou-se com a metalização por evaporação das lâminas delgadas polidas com carbono, que evita o acúmulo de cargas elétricas e o comprometimento da análise pela geração de artefatos na imagem.

A microsonda eletrônica utilizada foi a JXA-8230 *superprobe* da JEOL com cinco espectrômetros WDS, com cristais PET, TAP, LDE e LIF, além de espectrômetro EDS, sensores de catodoluminescência, elétrons secundários e elétrons retroespalhados. As microanálises foram feitas pelo método de dispersão de comprimento de onda (WDS) em 5 lâminas delgadas polidas.

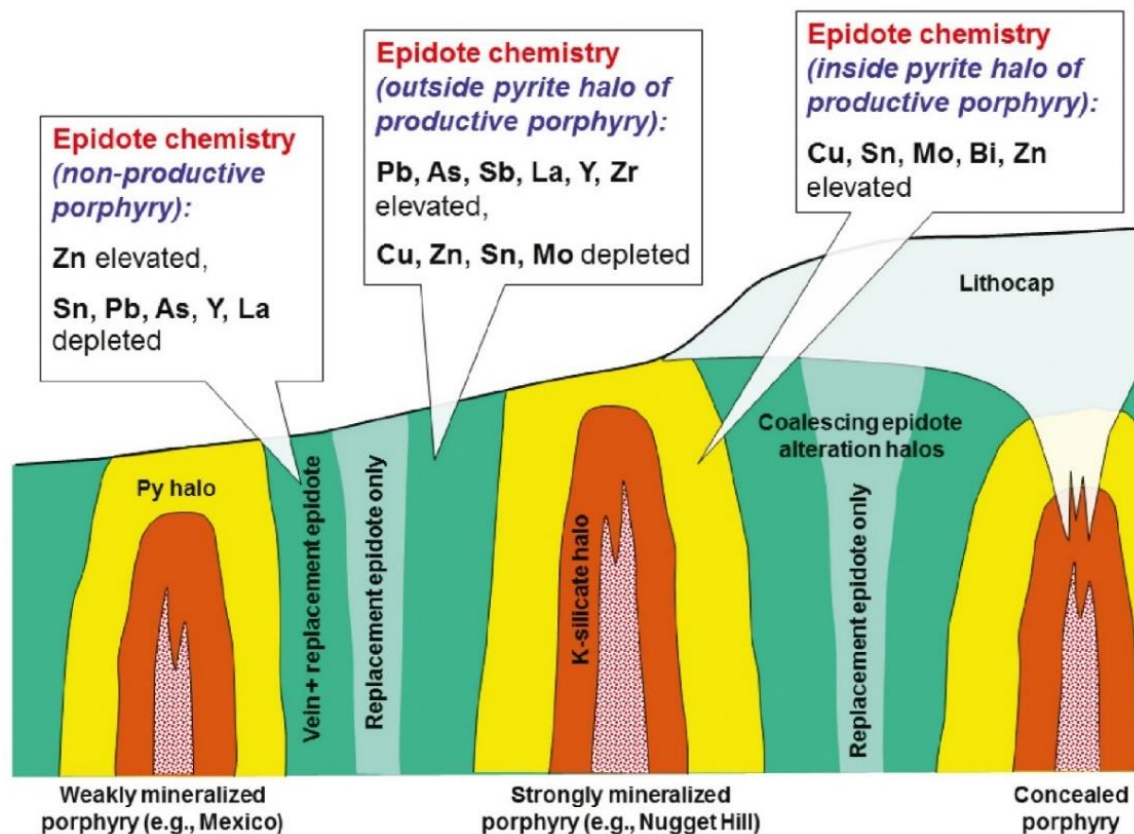
As imagens de varredura foram realizadas utilizando o microscópio eletrônico de varredura JSM-6010 LA da JEOL, que conta com sensores elétrons secundários e elétrons retroespalhados, e espectrômetro de raios X de dispersão por energia (EDS) em 10 lâminas delgadas polidas.

Os trabalhos de Cooke *et al.* (2014) e Wilkinson *et al.* (2015) detalharam o uso da composição química de epidoto e clorita em zonas de alteração hidrotermal propilítica de depósitos do tipo pórfiro na discriminação de zonas de maior temperatura, além de associarem as variações composicionais com a fertilidade do sistema pórfiro (Fig. 15).

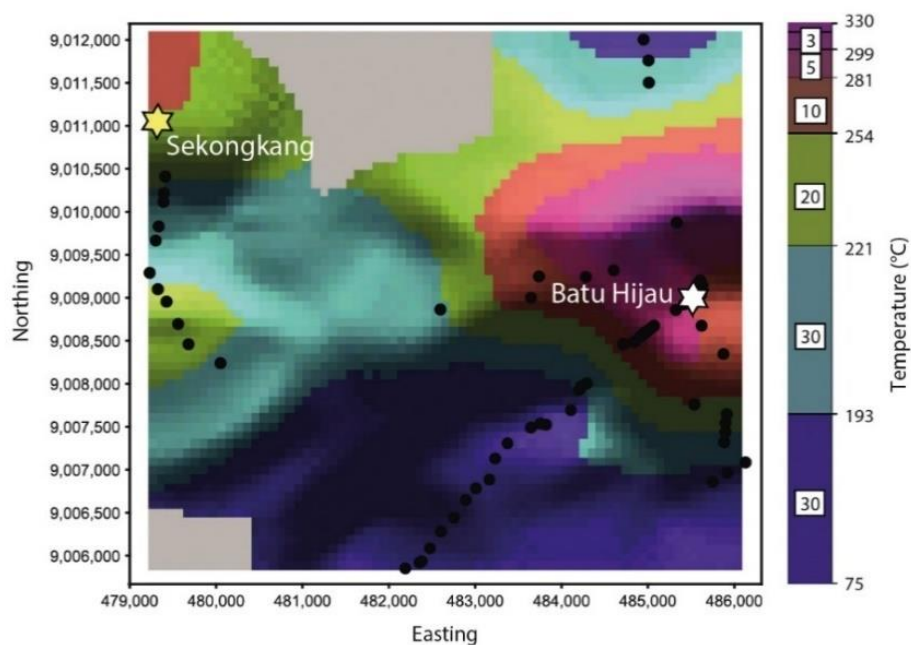
Segundo Cooke *et al.* (2014), a incorporação de Pb, As, Sb, La, Y e Zr no epidoto de zonas propilíticas, e de Cu, Sn, Mo, Bi e Zn no epidoto dos halos piríticos, podem indicar a fertilidade de depósitos pórfiros de alto teor e também auxiliar na vetorização para o centro de alteração hidrotermal (Fig. 15). Os autores também discutem a química do epidoto de zonas propilíticas de depósitos pórfiro de baixo teor, nas quais o epidoto possui elevado conteúdo de Zn e baixos teores de Sn, Pb, As, Y e La.

De forma semelhante, Wilkinson *et al.* (2015) procuram utilizar composição química da clorita de zonas de alteração hidrotermal para determinar sua temperatura de cristalização (Fig. 16), além de identificarem incorporações de determinados elementos, como o Ti em clorita de maior temperatura e Sr em equivalentes de menor temperatura (Fig. 17).

Por questões de logística e disponibilidade de convênios da *Nexa Resources*, os métodos propostos utilizaram análises WDS e não análises pontuais de ICP-MS, como feito em Cooke *et al.* (2014) e Wilkinson *et al.* (2015). Busca-se, deste modo, averiguar a aplicação e qualidade dos resultados por meio de análises de WDS para a metodologia proposta.

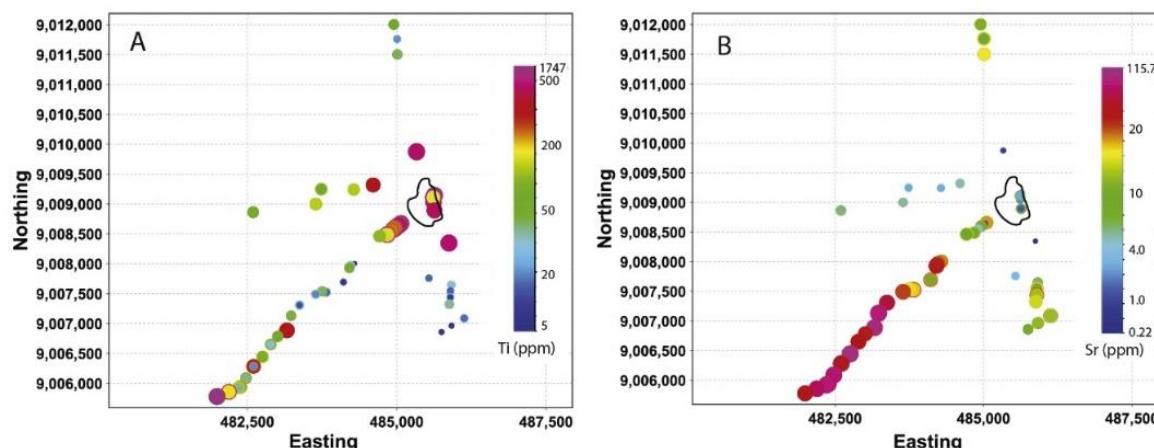


**Figura 15.** Variações na composição química do epidoto de acordo com zona de alteração hidrotermal e fertilidade do sistema pórfiro, segundo Cooke *et al.* (2014). A vetorização e a avaliação da fertilidade é feita com base na análise de elementos incorporados pelo epidoto em diferentes zonas de alteração hidrotermal, variações que são relacionadas principalmente com a temperatura de cristalização do mineral.



**Figura 16.** Mapa de temperatura de cristalização da clorita hidrotermal para o distrito de Batu Hijau, Indonésia. As regiões de maior temperatura de cristalização da clorita representam áreas com maior interesse prospectivo para o *brown field* em questão, segundo Wilkinson *et al.* (2015).





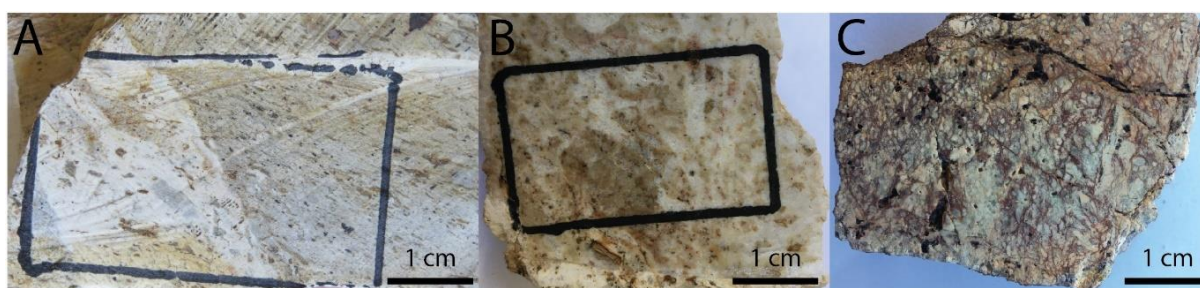
**Figura 17.** Variação composicional da clorita ao longo de zonas de alteração hidrotermal do distrito de Batu Hijau, Indonésia, para os elementos: **A)** Titânio e; **B)** Estrôncio. A área delimitada no mapa representa uma zona de forte alteração com biotita, onde ocorre a mineralização, segundo Wilkinson *et al.* (2015). É possível observar, predominantemente, maior concentração de Ti na clorita próxima ao centro do depósito, e concentrações elevadas de Sr na clorita distal em relação ao centro do depósito.

### 8.7. Difração de Raios X

As análises de difração de raios X foram conduzidas no Laboratório de Difractometria de Raios X (LDRX), vinculado ao Núcleo de Apoio à Pesquisa Geoanalítica do IGc-USP (NAP–Geoanalítica).

O equipamento utilizado para as análises foi o difratômetro Bruker D8 *Advance* Da Vinci, com detector *LYNXEYE* e ótica *TWIN-TWIN*, que permite operar com ótica divergente ou paralela. O *software* para comparação e determinação dos minerais presentes utilizado foi o *SUITE Diffracplus*, com banco de dados PDF-2 (ICDD), versão 2009, e *Crystallographic Open Database* (COD).

As amostras analisadas (Fig. 18) foram cominuídas com o auxílio de almofariz até a fração argila (<0,02 mm) e montadas no suporte analisador do difratômetro por compressão. O intuito da análise foi em determinar quais fases de filossilicatos, mica e/ou argila, que estão presentes nas alterações hidrotermais.



**Figura 18.** Rochas com intensa silicificação e sericitização analisadas por difração de raios X. **A)** Dacito porfírico com alteração sericitica pervasiva intensa e texturas brechóides. **B)** Rocha lixiviada, matriz fina silicificada e vênulas e veios com textura *comb*. **C)** Metarenito grosso a microconglomerado mal selecionado com forte alteração sericitica, cortado por vênulas de quartzo e magnetita, e *boxwork* de pirita oxidada. O tingimento vermelho da rocha é devido a alteração da pirita e, principalmente, da magnetita.

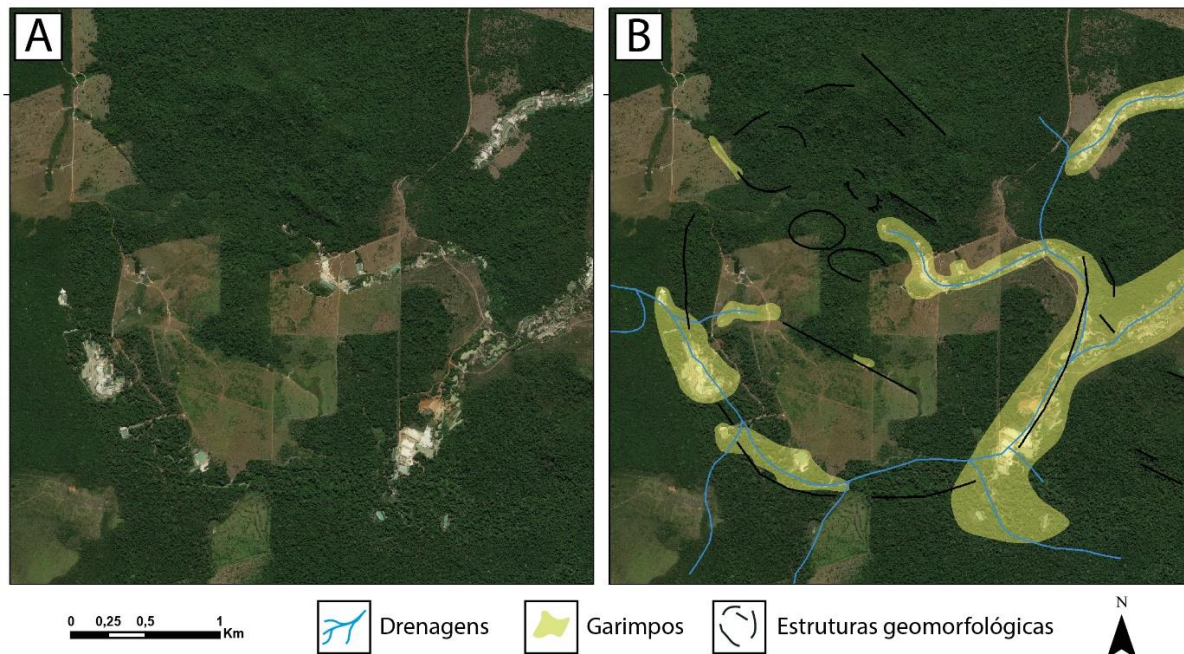


## 9. RESULTADOS

### 9.1. Sensoriamento Remoto

#### 9.1.1. Imagens de Satélite

A fotointerpretação da imagem de satélite (Fig. 19) e do modelo digital de elevação (Fig. 20) foi utilizada para traçar as principais drenagens da área, assim como demarcar as feições geomorfológicas de destaque, além das regiões de garimpo.



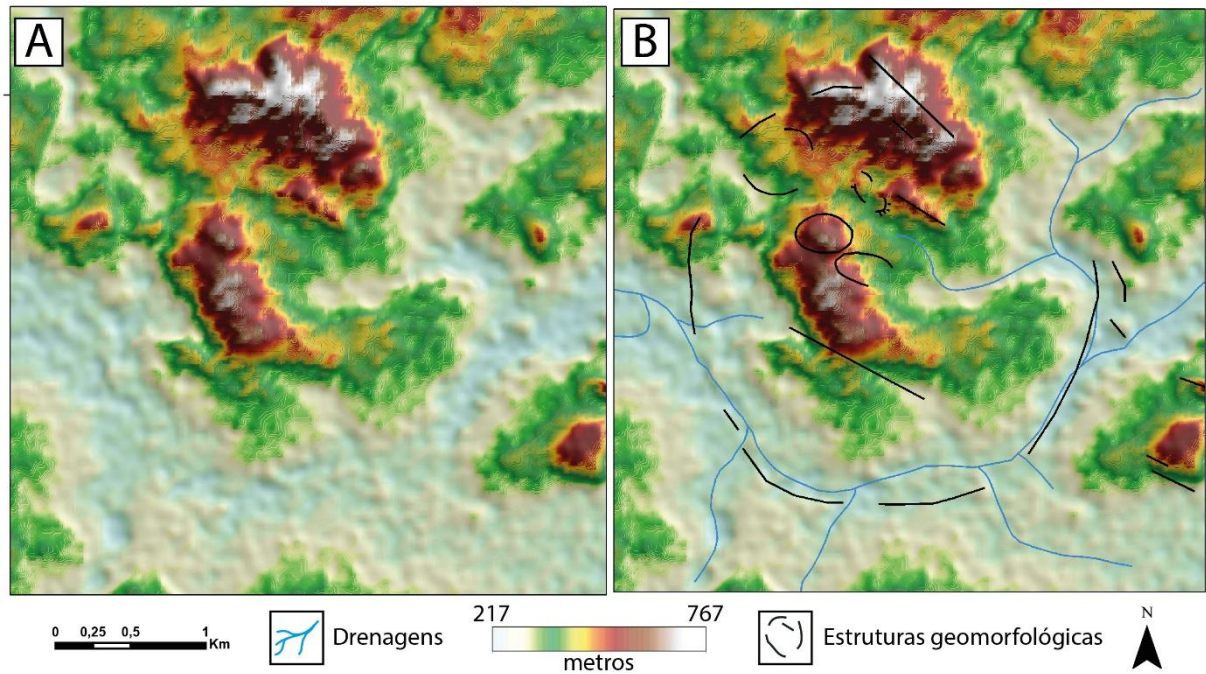
**Figura 19.** Fotointerpretação para a área de estudo, escala 1:25.000. **A)** Imagem de satélite da área de estudo. Imagem Bing, cortesia de *Nexa Resources*. **B)** Principais drenagens, áreas de garimpo e estruturas geomorfológicas delimitadas para a área de estudo.

Nota-se a presença de diversos garimpos ao longo e ao redor das drenagens. O contexto geológico sugere que a fonte para o ouro seria principalmente as unidades sedimentares da Serra de Castelo de Sonhos, localizada a leste da área de estudo, onde aflora a Formação Castelo de Sonhos. O sentido geral do fluxo de águas superficiais é de NE para W a SW, com poucas drenagens N–S que alimentam as primeiras.

No entanto, algumas das drenagens que se originam no interior da área de estudo também foram garimpadas, o que sugere a presença de rochas potencialmente mineralizadas em ouro nas rochas vulcânicas.

No modelo digital de elevação é possível observar a presença de uma estrutura circular de aproximadamente três quilômetros de diâmetro, marcada principalmente pelas drenagens (Fig. 20), e alinhamentos de diversos altos topográficos na direção N55°W. Os altos topográficos também delimitam estruturas circulares a elípticas de dimensões menores, em torno de 200 a 450 metros de diâmetro. As estruturas menores devem se relacionar a

pequenas intrusões, e a estrutura circular maior pode representar tanto uma intrusão como o limite de uma caldeira vulcânica.



**Figura 20. A)** Mapa hipsométrico, ou Modelo Digital de Elevação (MDE) para a área de estudo. **B)** Estruturas geomorfológicas e principais drenagens da área de estudo sobre MDE, escala 1:25.000. As drenagens delimitam a porção sul da estrutura circular principal, enquanto que as estruturas elípticas e circulares menores são bem definidas por altos topográficos, do mesmo modo que definem as estruturas retilíneas de direção N55°W.

### 9.1.2. Geobotânica

A matriz gerada pela PCA (Tabela 6) apresenta valores positivos e negativos. Os valores positivos serão representados por pixels claros, enquanto que os negativos por pixels escuros. Quanto maior o valor, em módulo, maior a representatividade daquela banda na componente gerada.

**Tabela 6.** Resultado da *Principal Component Analysis* (PCA) aplicada sobre as razões de bandas.

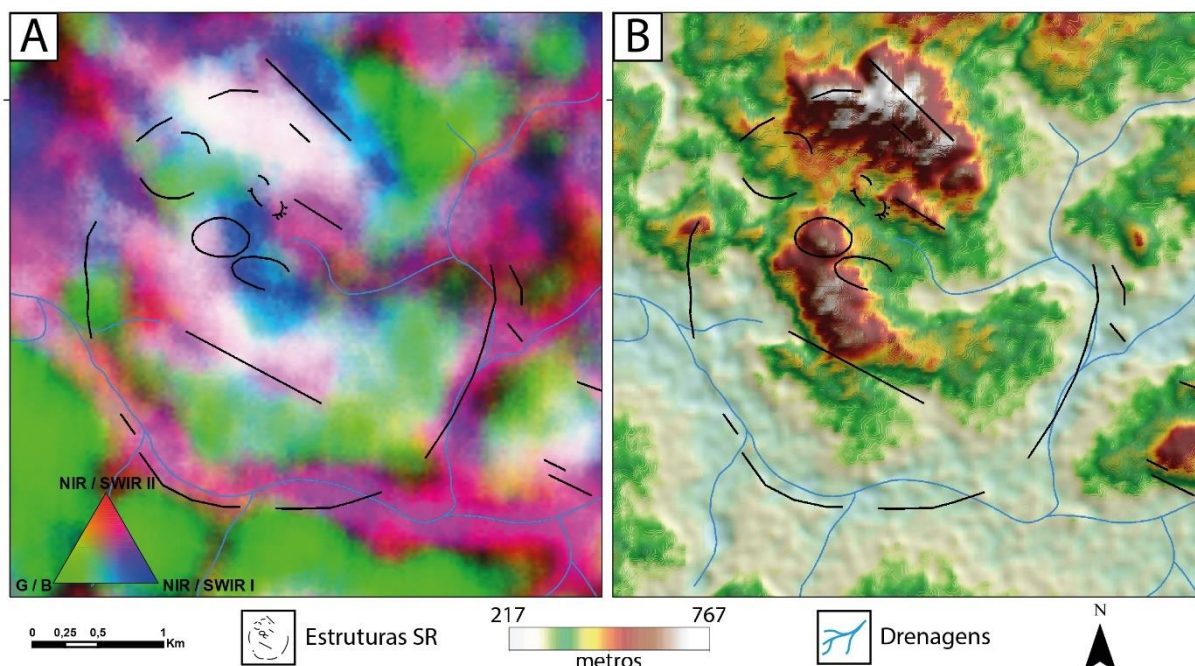
Eigenvector	G/B b2/b1	NIR/B b4/b1	NIR/G b4/b2	NIR/R b4/b3	NIR/SWIR I b4/b5	NIR/SWIR II b4/b7
PC1	0,017036	-0,130488	-0,344873	-0,630690	-0,108703	-0,673913
PC2	-0,002124	-0,116978	-0,279624	-0,612208	0,076945	0,726225
PC3	0,008525	-0,295264	-0,827567	0,476085	0,003272	0,034814
PC4	-0,185968	-0,250656	0,103090	0,024814	-0,936590	0,118927
PC5	-0,498416	-0,757360	0,264750	0,001207	0,323867	-0,054809
PC6	0,846540	-0,495668	0,193096	0,012524	-0,012720	0,008890

G: Green; B: Blue; R: Red; NIR: Near Infra Red; SWIR: Short Wave Infra Red

A melhor combinação obtida para ressaltar diferentes respostas da vegetação foi a composição colorida (Fig. 21, Anexo 05) das PCs: R:PC2, ou NIR/SWIR II; G:PC6, ou G/B;



B:-PC4, ou -NIR/SWIR I. Para a PC4, fez-se necessário a operação da inversão do sinal de suas bandas para que os valores fossem positivos.



**Figura 21. A)** Composição colorida construída a partir da PCA aplicada sobre as razões de banda descritas na Tabela 6. **B)** Mapa hipsométrico ou MDE para a área de estudo. As áreas em vermelho se mostram associadas a áreas com grande disponibilidade de água para a vegetação, ao redor dos rios. Áreas em verde estão associadas a vegetação de planícies, e áreas em azul a vegetação de pé de encosta. Altos valores para os três componentes estão associados a vegetação de topo de morro.

A interpretação a partir da abordagem geobotânica (Fig. 21) indica que regiões em vermelho (NIR / SWIR II) apresentam alta disponibilidade de água para a vegetação, e se localizam principalmente ao redor dos rios. Regiões em verde (G / B) estão associadas a vegetação de regiões planas, enquanto que regiões em azul (NIR / SWIR I) aparentemente se associam a vegetação de pé e meia encosta. Altos valores para os três componentes representam a vegetação de regiões de topo de morro.

Não foi possível obter boa correlação entre a resposta geobotânica e as unidades geológicas ou com as zonas de alteração hidrotermal. Deste modo, aparentemente a influência da disponibilidade de água e da topografia são elementos modificadores de maior peso na resposta espectral para a vegetação da área de estudo.

## 9.2. Aerogeofísica

### 9.2.1. Gamaespectrometria

Os produtos de gamaespectrometria utilizados consistem no canal de potássio (Anexo 6), canal de tório (Anexo 7), canal de urânio (Anexo 8), mapa ternário, e razão tório-potássio.

Com base nos canais de potássio, tório e urânio, foi construído um mapa geológico simples (Fig. 22), com intuito de associar as principais feições gamaespectrométricas das rochas encontradas na região de estudo.

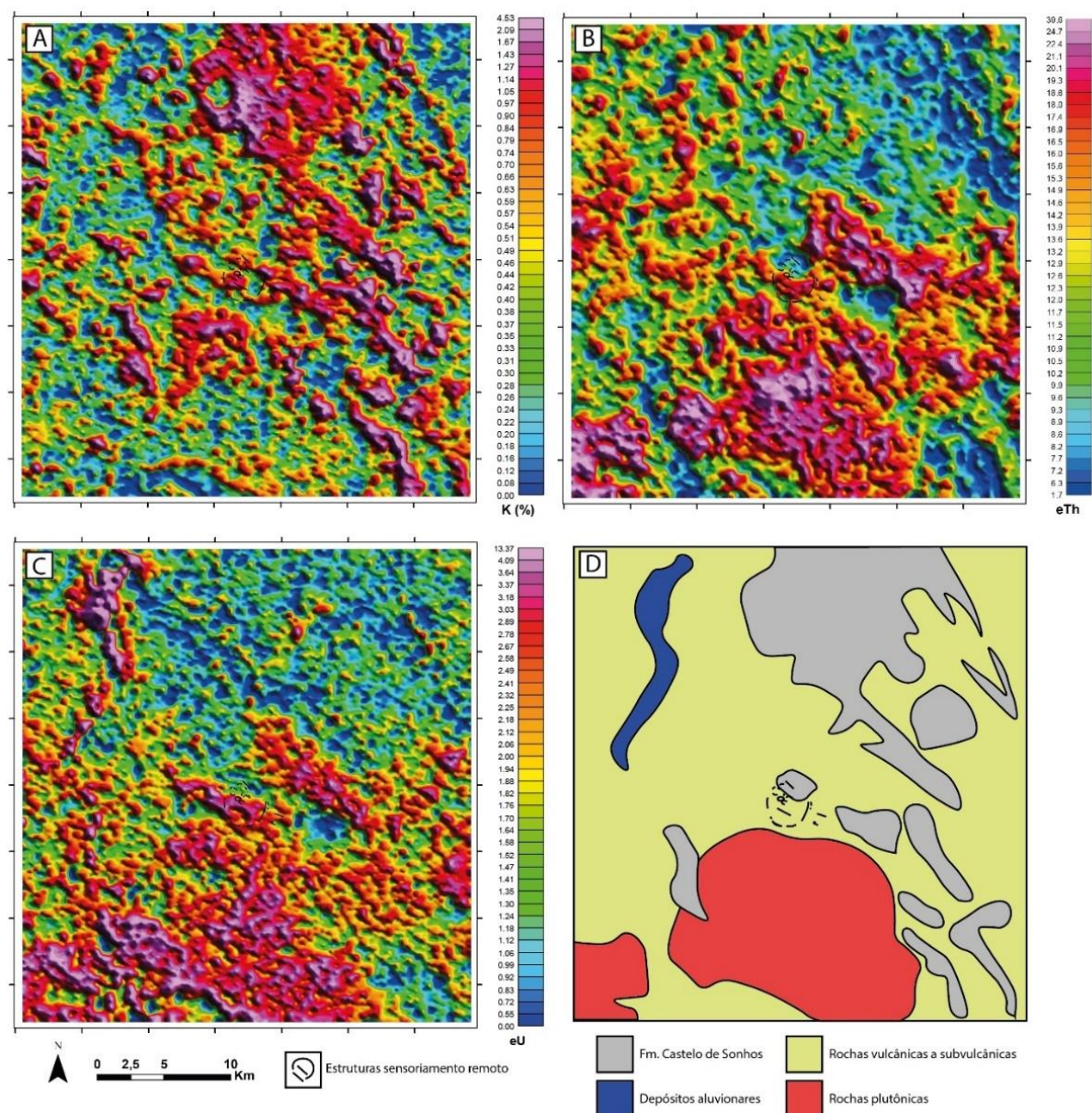
De modo análogo aos canais K, Th e U, o mapa ternário (Fig. 23) busca ilustrar a proporção relativa entre estes três elementos em um sistema de cores RGB. O elemento Th é considerado imóvel em rochas submetidas tanto a processos de alterações intempéricas quanto hidrotermais, e o elemento K é altamente móvel para ambos processos. Portanto, a razão Th/K (Fig. 24) é utilizada para ressaltar regiões que possam ter passado por processos de alteração hidrotermal. Os principais tipos de alterações que envolvem adição de K são representadas pelas alterações potássicas de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro, devido à formação de biotita e feldspato potássico, e pelas alterações sericiticas e illíticas, com a formação de sericita/muscovita/illita nos sistemas epitermais e gradações para pórfiros.

Os mapas gamaespectrométricos levam a conclusões semelhantes, na qual a Formação Castelo de Sonhos é a unidade litológica mais fácil de ser reconhecida e delimitada, e apresenta altos valores no canal de K, baixos Th e U, fortemente avermelhados no mapa ternário, além de baixíssima razão Th/K.

Outra unidade bem definida são os depósitos aluvionares do rio Curuá, os quais apresentam altos valores no canal de U, baixos K e Th, e são azuis a pretos no ternário. Essa associação é devida as frações de silte e argila que contêm matéria orgânica geralmente apresentarem U associado, pelos rios e brejos serem ambientes redutores.

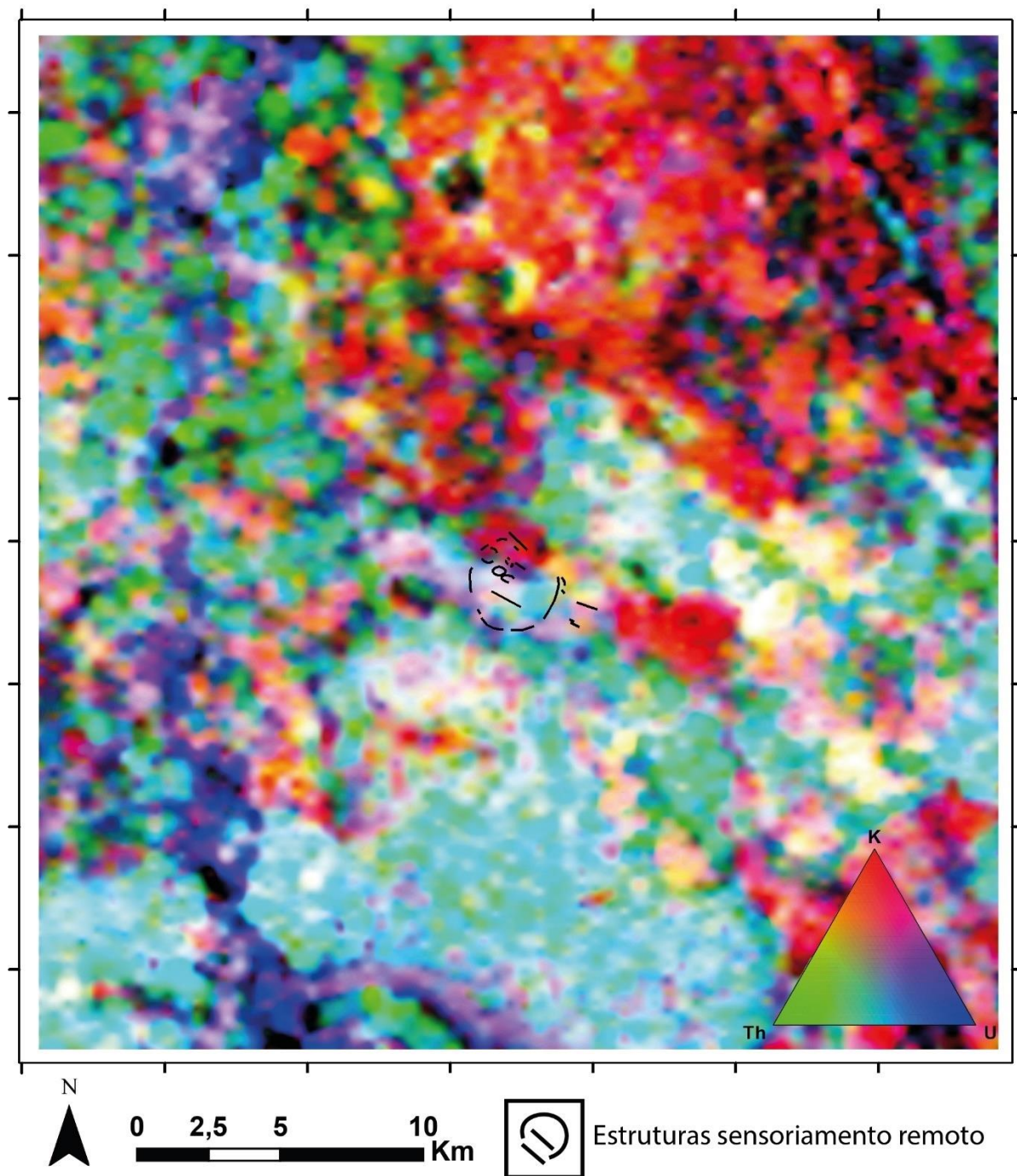
As regiões hidrotermalizadas, com base nas descrições de campo e petrográficas, associam-se a altos valores de K, médios valores de Th e U, mas principalmente a tons de branco no mapa ternário que apresentam certa orientação, relação esta ligada aos lineamentos estruturais regionais, como observado na área de estudo.

Rochas pouco a não hidrotermalizadas, sejam estas vulcânicas, subvulcânicas ou plutônicas, estão relacionadas com altos valores de Th e, possivelmente, U, baixos valores de K, e são geralmente azuis a azul esverdeadas no mapa ternário, com altos valores de razão Th/K. Em geral estas rochas possuem composição intermediária, com os membros menos fracionados associados principalmente à cor verde no mapa ternário. A distinção entre estes grupos de rocha pode ser feita de modo aproximado com base nos canais de K, Th e U, mas não pode ser considerada como ferramenta segura para esta separação.

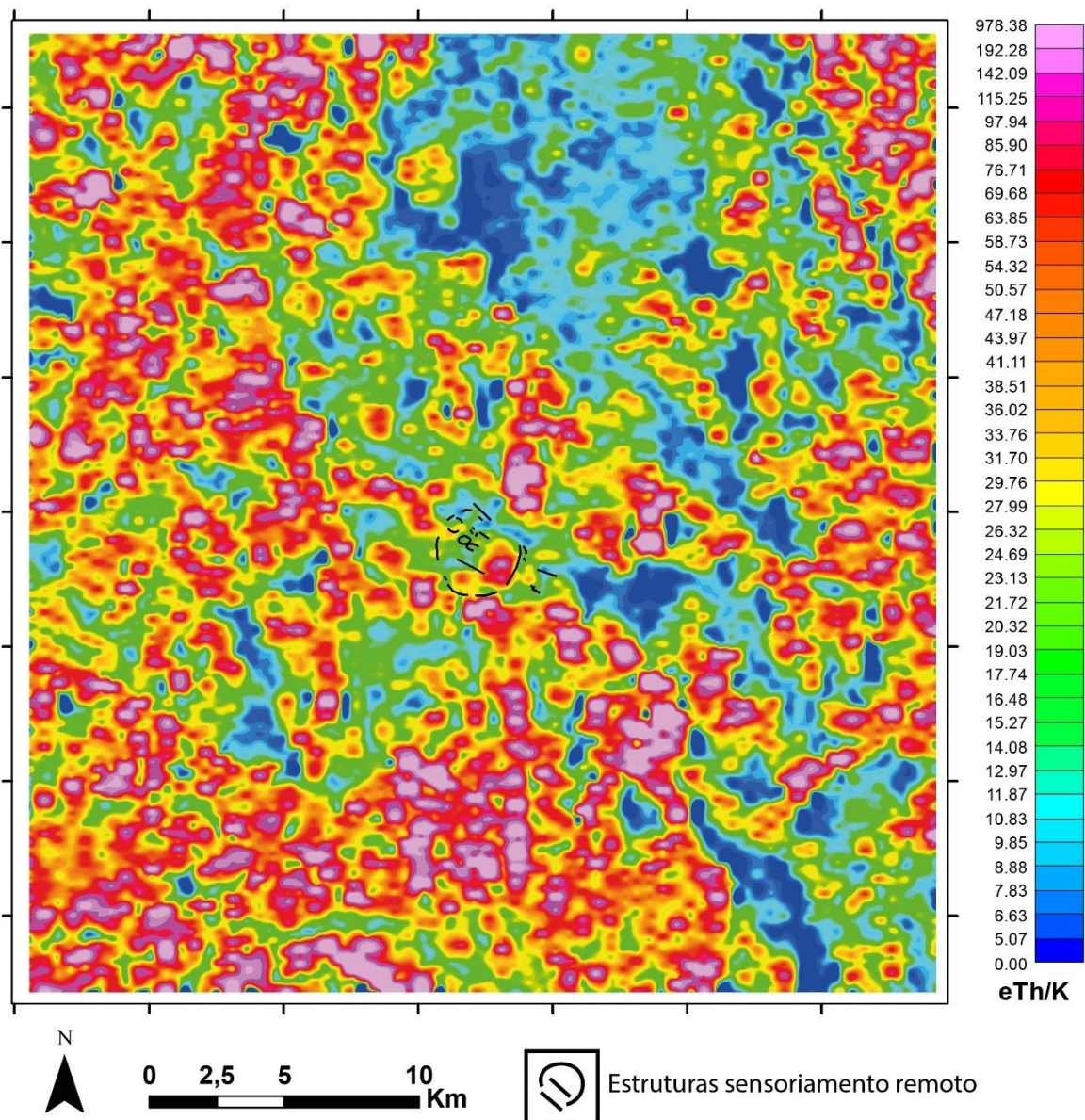


**Figura 22.** Mapas gamaespectométricos, escala 1:200.000. **A)** Mapa do canal de K. **B)** Mapa do canal de Th. **C)** Mapa do canal de U. **D)** Mapa litológico simplificado, com prováveis unidades definidas a partir dos mapas de gamaespectometria e imagens de satélite. As rochas da Formação Castelo de Sonhos apresentam alta contagem no canal de potássio e baixas contagens nos canais de tório e urânio, devido aos altos conteúdos de muscovita. As rochas plutônicas de composição intermediária geralmente apresentam altas contagens nos canais de tório e urânio e médias a baixas contagens no canal de potássio. Altas contagens de urânio foram relacionadas a depósitos aluvionares com auxílio da imagem de satélite, onde o urânio está associado a sedimentos na fração silte e argila que contém matéria orgânica. As rochas vulcânicas a subvulcânicas, que cobrem grande parte da região de estudo, foram associadas aos espaços vazios das outras classes de modo ilustrativo.





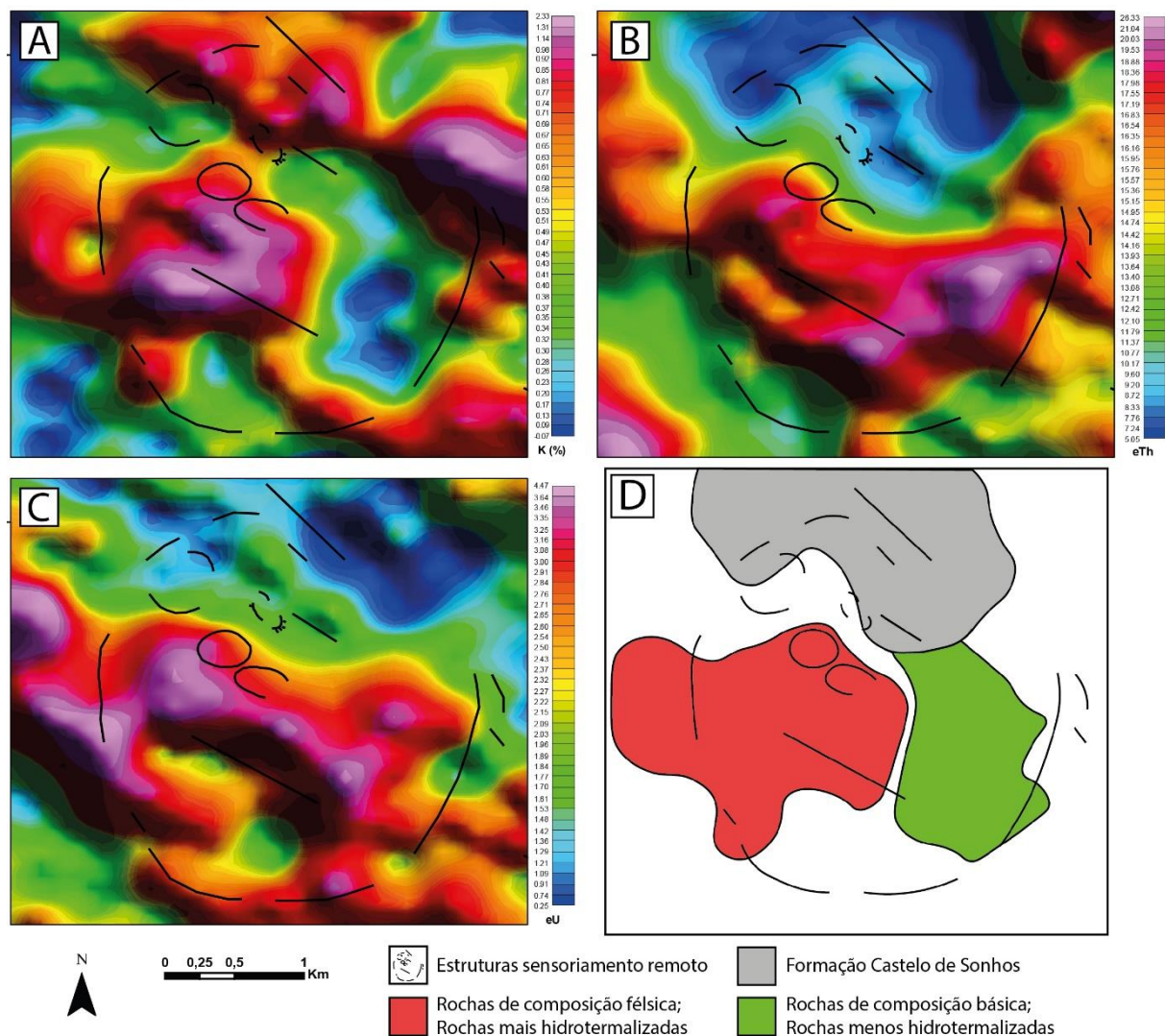
**Figura 23.** Mapa ternário para a região de estudo, escala 1:200.000. As regiões em vermelho, onde predomina a concentração de potássio, relaciona-se diretamente a presença das rochas da Formação Castelo de Sonhos, com alta porcentagem de muscovita. Regiões brancas representam, em geral, áreas potencialmente hidrotermalizadas, enquanto que áreas predominantemente azuis e pretas são devidas ao rio Curuá e a depósitos aluvionares. As cores ciano, verde e amarelo representam predominantemente as rochas vulcânicas e subvulcânicas presentes na região, com rochas plutônicas subordinadas, que variam de composições intermediárias a básicas.



**Figura 24.** Mapa de razão Th/K para a região de estudo, escala 1:200.000. A razão Th/K busca ressaltar a presença de alterações hidrotermais, já que o Th é tido como elemento imóvel ao intemperismo e alteração hidrotermal, e o K é altamente móvel e presente em alterações hidrotermais, como alteração potássica com formação de biotita, feldspato potássico, além da formação de sericita em sistemas epitermais. A Formação Castelo de Sonhos apresenta os menores valores de razão Th/K, feição associada a grande porcentagem de muscovita nestas rochas. Outros valores baixos a médios, em geral com formatos elípticos a circulares e alguns levemente orientados, podem indicar regiões com alteração hidrotermal, como a zona de alteração presente no interior da área de estudo.

Ao considerar as informações e associações gamaespectrométricas que dizem respeito à geologia regional, é possível utilizá-las também para a área de estudo. Deste modo, são apresentados os mesmos produtos em escala maior. Os mapas de canal de K (Anexo 9), Th (Anexo 10) e U (Anexo 11) apresentam resultados semelhantes (Fig. 25) ao mapa regional.





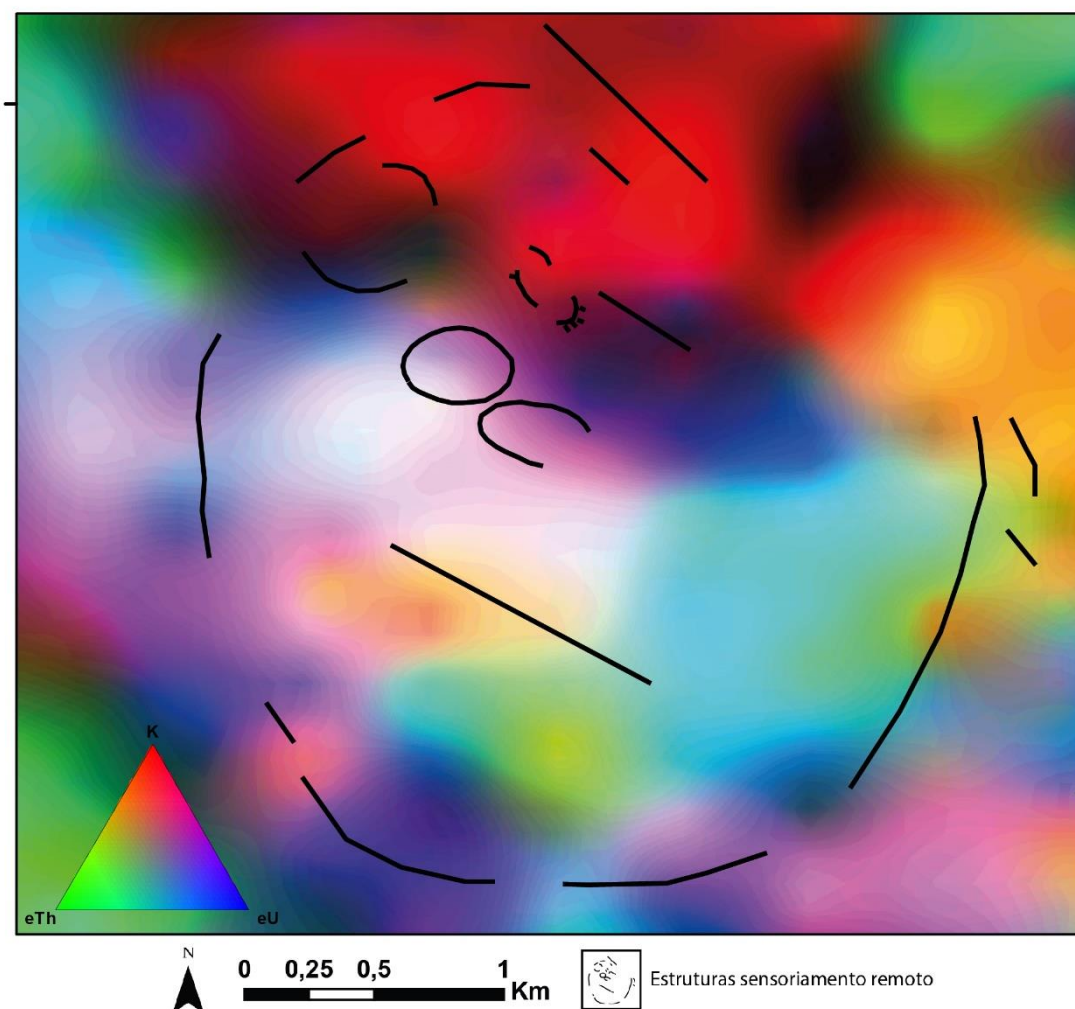
**Figura 25.** Mapas gamaespectrométricos, escala 1:20.000. **A)** Mapa do canal de K. **B)** Mapa do canal de Th. **C)** Mapa do canal de U. **D)** Mapa litológico com base na associação entre os canais de K, Th, e U. As rochas da Formação Castelo de Sonhos apresentam médio a alto valores no canal de K, e baixos valores nos canais de Th e U. Altos valores no canal de Th podem representar rochas de composição mais básica, ou rochas menos hidrotermalizadas, enquanto que altos valores de K, não associados à Formação Castelo de Sonhos, podem representar rochas de composição félsica, ou rochas mais hidrotermalizadas.

Novamente, a Formação Castelo de Sonhos se mostra como a unidade de mais fácil reconhecimento nos mapas gamaespectrométricos, mesmo que de modo aproximado, em relação a outras rochas presentes na área de estudo. A presença de altos valores no canal de Th pode indicar a presença de rochas menos evoluídas, tanto como a resposta espectral de rochas menos hidrotermalizadas. Analogamente, altos valores de K podem indicar a presença de rochas mais félsicas, mais evoluídas, como também de rochas mais hidrotermalizadas.

Entretanto, esta correlação litológica ou de alteração hidrotermal é feita de modo mais seguro, principalmente em escalas maiores, ao levar em consideração as informações contidas no mapa ternário (Fig. 26) e nas descrições de campo e descrições petrográficas.

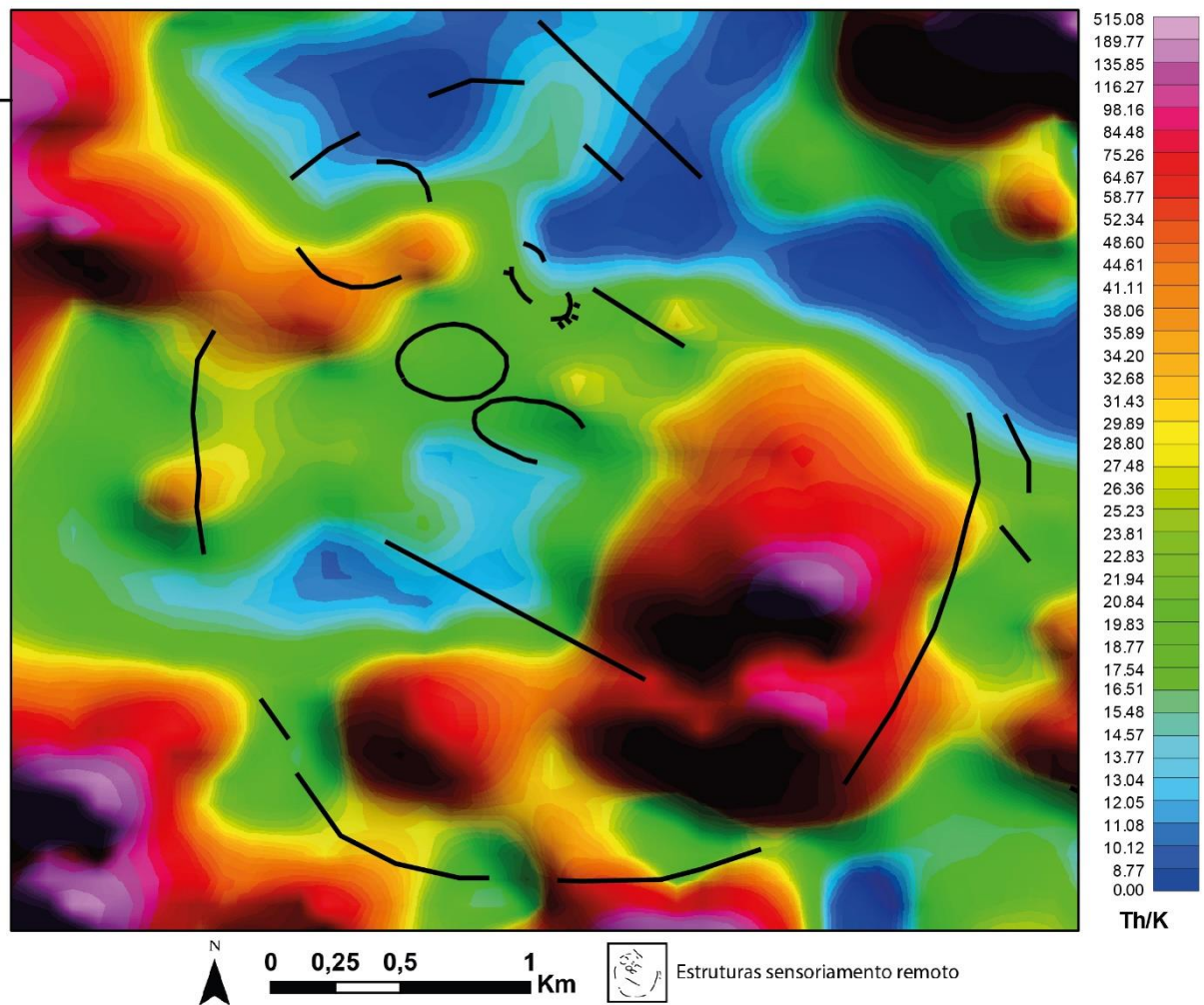


As regiões hidrotermalizadas estão alinhadas segundo um *trend* N60°W, e possuem cores no mapa ternário que variam entre tons de branco avermelhado a ciano. Rochas epitermais, compostas essencialmente por quartzo e muscovita, estão restritas a regiões com assinatura em tons de roxo.



**Figura 26.** Mapa ternário para a área de estudo, escala 1:20.000. As regiões com predomínio de K estão relacionadas com as rochas da Formação Castelo de Sonhos, restritas à porção norte da área de estudo, em vermelho. As regiões hidrotermalizadas, com base nas descrições de campo e descrições petrográficas, associam-se principalmente com as cores em tons de branco avermelhado e ciano, e estão alinhadas em um *trend* aproximadamente N60°W. Rochas epitermais são encontradas predominantemente em regiões com assinatura em tons de roxo.

O mapa de razão Th/K (Fig. 27) permite individualizar a Formação Castelo de Sonhos na porção norte da área de estudo, e sugere que a fração noroeste da estrutura circular delimitada por sensoriamento remoto apresenta maior intensidade de alteração hidrotermal quando comparada a fração sudeste.



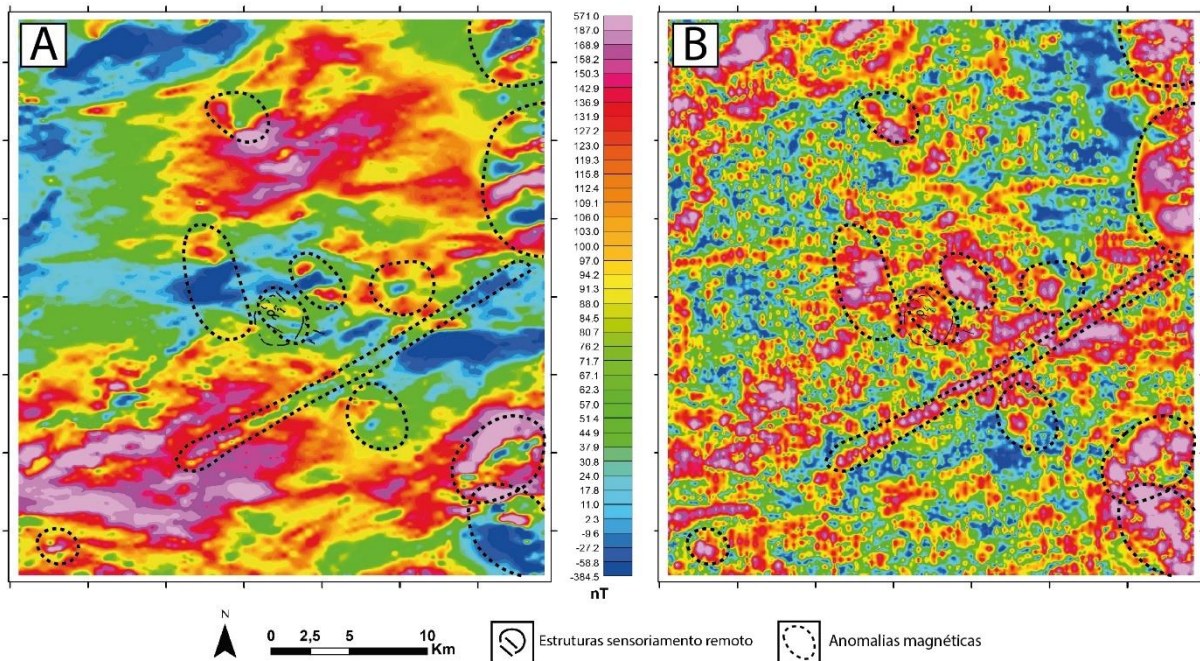
**Figura 27.** Mapa de razão Th/K para a área de estudo, escala 1:20.000. As regiões com menores valores para a razão Th/K, porção norte da área de estudo, relaciona-se com a Formação Castelo de Sonhos devido a grande porcentagem de muscovita nestas rochas. Entretanto, a fração noroeste da estrutura circular delimitada por sensoriamento remoto também apresenta valores baixos para a razão Th/K e indicam regiões fortemente hidrotermalizadas, como observado em campo e nas descrições petrográficas. A porção sudeste da estrutura circular se apresentaria com menor intensidade de alterações hidrotermais.

### 9.2.2. Magnetometria

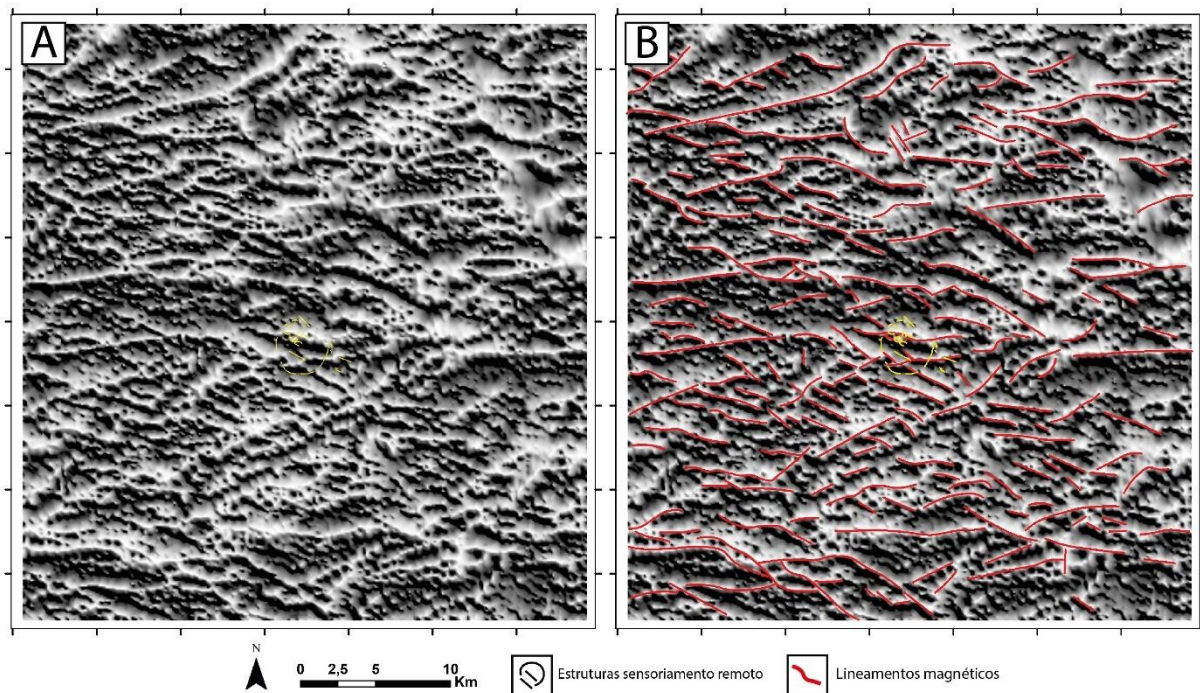
Com base na distribuição do campo magnético anômalo (Fig. 28A), confeccionaram-se os mapas de amplitude do sinal analítico (Fig. 28B) e da primeira derivada vertical (Fig. 29).

O mesmo tratamento de dados pôde ser feito em escala maior para a área de estudo (Fig. 30 e 31), assim como realizado para levantamento gamaespectrométrico.



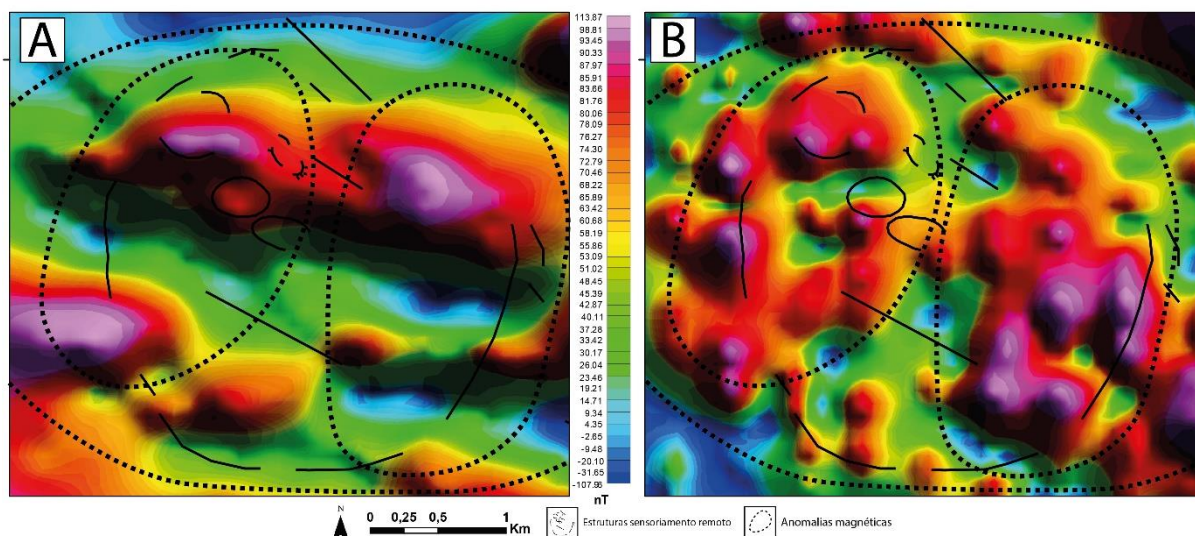


**Figura 28.** Mapas magnetométricos para a região de estudo, escala 1:200.000. **A)** Mapa do campo magnético anômalo com anomalias magnéticas expressas na forma de pólos, expressos de modo característico a regiões próximas ao equador (positivo/negativo/positivo ou o inverso). **B)** Mapa da amplitude do sinal analítico, no qual as anomalias magnéticas são processadas e redesenhadas de modo a delimitar os corpos magnéticos centrados na anomalia. As anomalias mais expressivas foram delimitadas visualmente e variam desde formas circulares, que sugerem intrusões sem regime de esforço diferencial, a formas elípticas, que sugerem intrusões com a presença de regime de campo de esforços. Formas retilíneas com direção NE–SW, E–W e NW–SE ocorrem de modo subordinado, e sugerem a presença de discontinuidades crustais profundas, as quais são preenchidas predominantemente por diques de rochas básicas a intermediárias.

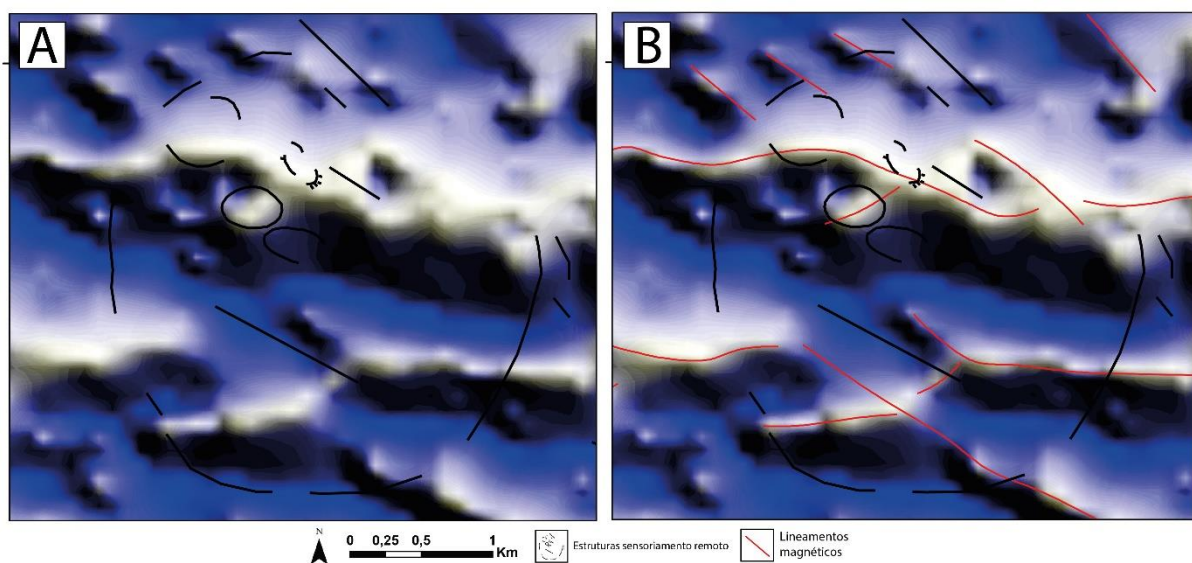


**Figura 29.** Mapa da primeira derivada vertical para a região de estudo, escala 1:200.000. **A)** Mapa sem as principais estruturas traçadas. **B)** Mapa com as principais estruturas traçadas. É possível observar o predomínio de estruturas com direção aproximadamente E–W cortadas por estruturas com direções NW–SE e NE–SW.





**Figura 30.** Mapas magnetométricos para a área de estudo, escala 1:20.000. **A)** Mapa do campo magnético anômalo com anomalias magnéticas expressas na forma de pólos, expressos de modo característico a regiões próximas ao equador (positivo/negativo/positivo ou o inverso). **B)** Mapa da amplitude do sinal analítico, no qual as anomalias magnéticas são processadas e redesenhadas de modo a delimitar os corpos magnéticos centrados nas anomalias. Observam-se três estruturas, uma grande estrutura circular que corresponde aproximadamente aos limites traçados a partir das análises das imagens de satélite, e ao menos outras duas estruturas elípticas com pequena excentricidade orientadas grosseiramente na direção NNE–SSW. A esta escala de trabalho é possível notar que o nível de detalhe do levantamento não é adequado e suficiente para discriminar as anomalias de modo seguro.



**Figura 31.** Mapa da primeira derivada vertical para a área de estudo, escala 1:20.000. **A)** Mapa sem as principais estruturas traçadas. **B)** Mapa com as principais estruturas traçadas. É possível observar duas grandes estruturas de direção geral E–W cortadas por estruturas de direção NW–SE, com a presença de poucas estruturas NE–SW. Os lineamentos magnéticos podem ser divididos, neste caso, em lineamentos bem marcados e difusos. Os lineamentos bem marcados não possuem influência de hidrotermalismo ou magmatismo associado, como na porção sul do mapa, enquanto que os lineamentos difusos provavelmente indicam a presença de intrusões ou de hidrotermalismo associado, que gera a feição de perda da continuidade dos lineamentos, como observado na porção norte do mapa com os lineamentos tardios de direção NW–SE.

A região apresenta inúmeras anomalias magnéticas com formas circulares a elípticas, além de algumas anomalias retilíneas. As anomalias circulares e elípticas devem estar associadas a intrusões colocadas durante fases sem campo de esforço diferencial e fases com campo de esforço diferencial atuante, respectivamente. Anomalias retilíneas estão provavelmente associadas com descontinuidades crustais profundas e consistem principalmente de diques de composição básica a intermediária.

Entretanto, observa-se que para a discriminação e delimitação de modo seguro dos corpos magnéticos anômalos (Fig. 30) na escala de trabalho atual, o nível de detalhe do levantamento aeromagnetométrico se mostra insuficiente. Nesta escala, as linhas de levantamento, com direção N–S e espaçamento de 500 metros, concentram grande parte das informações, o que pode induzir ao erro no processo de individualização de anomalias. Outro problema associado consiste na impossibilidade de delimitar intrusões/anomalias menores que 500 metros situadas entre as linhas de levantamento.

Os lineamentos magnéticos obtidos por meio do mapa de derivada vertical mostram o predomínio de estruturas de direção E–W cortadas por estruturas de direção NW–SE e, subordinadamente, de direção NE–SW (Fig. 29). Estes lineamentos representam estruturas crustais profundas por onde pode ter ocorrido ascensão de magmas da zona de *MASH* (Hildreth & Moorbath, 1988) em ambiente tectônico de arco magmático para níveis crustais mais rasos, e compõem intrusões com potencial para formação de sistemas hidrotermais do tipo pórfiro e epitermal.

Observados em detalhe (Fig. 31), os lineamentos magnéticos podem ser divididos em lineamentos bem marcados e lineamentos difusos. Os lineamentos magnéticos bem marcados, como na porção inferior da área de estudo, representam as estruturas crustais profundas sem a presença de corpos intrusivos ou a influência de hidrotermalismo. Já os lineamentos difusos, como na porção superior da área de estudo, representam as estruturas crustais profundas com provável presença de corpos intrusivos e/ou influência de hidrotermalismo, de modo degradar parcialmente a continuidade de certas estruturas, como os lineamentos de direção NW–SE associados a esta porção do mapa.

Em geral, a área de estudo apresenta ao menos três anomalias magnéticas, uma destas que coincide com as estruturas traçadas por sensoriamento remoto, de formato circular. Outras duas anomalias magnéticas de formato elíptico e pequena excentricidade, orientadas aproximadamente na direção NNE–SSW, são observadas no interior da anomalia circular e podem representar intrusões mais antigas que foram alojadas durante a atuação de esforços diferenciais, estes últimos associados principalmente com as estruturas regionais de direção E–W. A anomalia circular pode estar associada a uma fase posterior, sem a atuação de esforços diferenciais e representaria uma intrusão mais profunda e mais nova que as outras duas.

Existe também a possibilidade destas anomalias elípticas representarem pulsos de magmas mais diferenciados provenientes da anomalia circular, o que implica em intrusões mais novas que a anomalia circular, e sua forma elíptica não estaria relacionada com a atuação de esforços diferenciais, mas apenas com sua ascensão através de estruturas pré-existentes.

### 9.3. Descrição Petrográfica

Com a maior ocorrência em área, as rochas vulcânicas a subvulcânicas variam de composição básica a intermediária, e são representadas por andesito basáltico e andesito, que gradam para dacito e riodacito.

Estas rochas são quase sempre porfíricas, com matriz fina a afanítica. Os fenocristais são brancos a acinzentados, e alaranjados quando alterados hidrotermalmente, e variam de 5 a 45% do volume da rocha. A matriz é essencialmente preta, com diferentes proporções de tons que variam desde vinho, cinza, verde e laranja, a depender da alteração hidrotermal associada (Tabela 7, Fig. 32).

**Tabela 7.** Variações na cor da matriz das rochas vulcânicas a subvulcânicas da área de estudo de acordo com o tipo de alteração hidrotermal predominante.

Cor da Matriz	Alteração Hidrotermal Predominante
Preta	Não distinguível
Vinho	Silicificação ± Alteração Potássica (biotita)
Cinza	Alteração Sericítica (muscovita)
Verde	Alteração Propilítica (epidoto e clorita)
Laranja	Silicificação (quartzo fino)

Tufos, de composição química equivalente as rochas subvulcânicas, são encontrados em alguns afloramentos, o que sugere a alta probabilidade da preservação das fontes destas rochas vulcanoclásticas e do sistema hidrotermal associado.

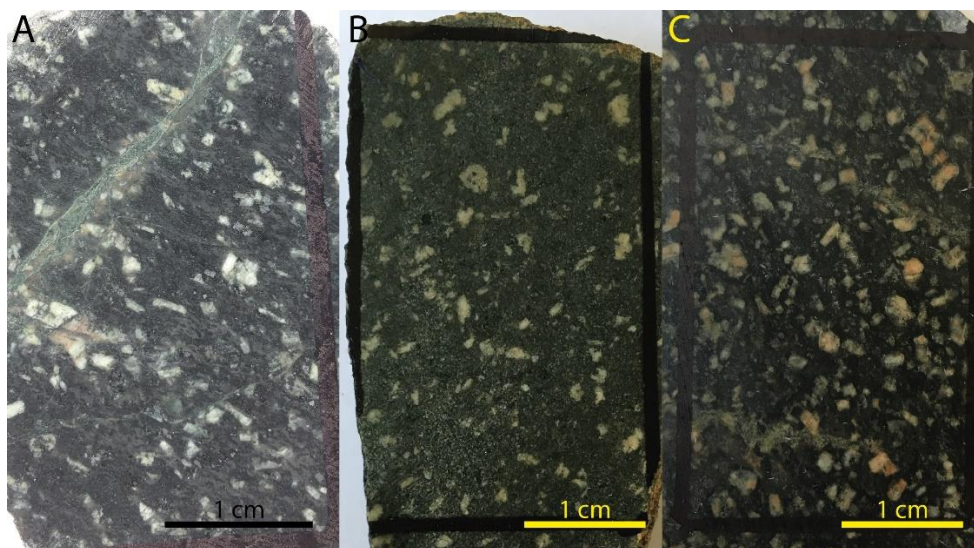
Blocos de diabásio se orientam segundo N70°W, e a textura desta rocha é inequigranular seriada de granulação média

Rochas metassedimentares são encontradas na porção central da área de estudo e no extremo norte, e ambas apresentam-se metamorfozadas em baixo grau.

Esta unidade consiste em um arenito grosso, mal selecionado, com clastos de quartzo (5 a 30% em volume) suportado pela matriz. Esta rocha é cortada por diversas vênulas e veios de quartzo com pirita, e sua matriz é composta por sericita. Na porção norte da área, esta unidade apresenta foliação marcada pela orientação da muscovita, além de grande quantidade de opacos disseminados.

Rochas nas quais não foi possível identificar o seu protolito foram denominadas de rochas com alteração hidrotermal pervasiva e, em todos os casos, são rochas fortemente alteradas por silicificação pervasiva da matriz e fenocristais, quando existentes, com

sericitização que varia de ausente até no máximo 10% da rocha. Silicificação fissural tardia também é observada, e formam vênulas e veios de quartzo com textura *comb*.



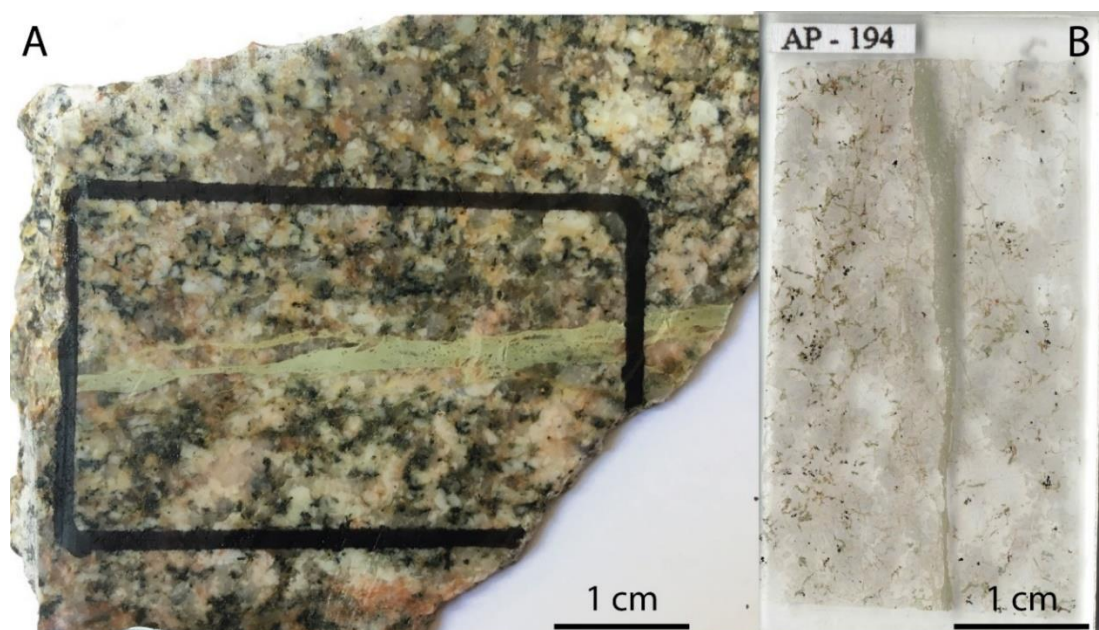
**Figura 32.** Variação na porcentagem de fenocristais e na cor da matriz para as rochas vulcânicas a subvulcânicas da área de estudo. **A)** Andesito porfirítico com 10% de fenocristais de plagioclásio e matriz preta com tons de vinho e cinza, que indicam respectivamente a presença de biotita e sericita hidrotermal. A rocha apresenta fluxo ígneo e vênulas tardias de epidoto e clorita. **B)** Andesito basáltico porfirítico com 15% de fenocristais de plagioclásio e piroxênio em matriz cinza a cinza-esverdeado, com alteração sericítica e propilítica. **C)** Andesito a dacito porfirítico com 40% de fenocristais de feldspato alaranjados devido à alteração potássica e matriz predominantemente preta, com tons de vinho indicativo de alteração potássica com biotita. A rocha é cortada por vênulas tardias de epidoto e clorita.

A ocorrência de rochas plutônicas na área de estudo é restrita, e consiste em afloramentos de grano- a monzogranito e blocos de sienogranito. Pequenos blocos de sienogranito equigranular médio com textura granofírica foram encontrados na porção sudeste da área de estudo. A ocorrência destas rochas pode indicar a presença de subvulcânicas porfiríticas (pórfiros) nas proximidades.

#### 9.3.1. *Biotita Grano- a Monzogranito*

O biotita grano- a monzogranito ocorre de modo restrito a noroeste da área de estudo. Este litotipo é inequigranular seriado de granulação média a grossa, a levemente porfirítico em algumas porções (Fig. 33). É holocristalino e leucocrático, e apresenta índice de cor M' próximo a 15.





**Figura 33. A)** Biotita grano- a monzogranito com titanita e magnetita com epidotização fissural tardia. **B)** Lâmina polida da mesma rocha com vênula brechóide de epidoto com fragmentos de quartzo.

Sua assembleia de minerais ígneos é formada por quartzo, andesina a albita, ortoclásio, biotita, anfibólio, titanita, magnetita e pirita. Os minerais de alteração hidrotermal consistem em biotita, microclínio, albita, clorita, epidoto, quartzo, sericita, pirita e magnetita. Zircão, apatita e alanita ocorrem como minerais acessórios (Tabela 8). Também ocorrem pequenos cristais que se assemelham a prehnita, provavelmente associados a metamorfismo de baixo grau.

O contato entre os cristais é predominantemente engrenado e retilíneo para os cristais de cristalização precoce, como plagioclásio e titanita, enquanto que o restante dos minerais se cristalizam em seus interstícios (Fig. 34A).

A rocha apresenta dois estágios de deformação, o primeiro em ambiente dúctil, indicado pela extinção ondulante dos cristais de quartzo, e o segundo em ambiente rúptil, que gera intenso fraturamento, além de falhamento com pequeno rejeito.

A alteração hidrotermal sobre o ortoclásio consiste em microclínio, e substituí as bordas destes cristais e os arredores de falhas e fraturas que cortam estes cristais. Em alguns casos, forma-se carbonato hidrotermal sobre os cristais de feldspato potássico. O plagioclásio ígneo, andesina a oligoclásio zonado, é substituído por albita em suas bordas e planos de clivagem, e também apresentam leve sericitização sobreposta aos núcleos mais cálcicos (Fig. 34B).

A biotita e clorita são os principais minerais hidrotermais, e se formam sobre prováveis cristais de hornblenda ígnea e cristais de biotita ígnea (Fig. 34C–D). A clorita apresenta forte cor azul anômala, indicativo de membros com alto teor de Mg (Thompson *et al.*, 1996). Estes



minerais hidrotermais também se cristalizam em planos de fratura, que sugere que a fase de alteração hidrotermal ocorreu em ambiente rúptil, em pequena profundidade.

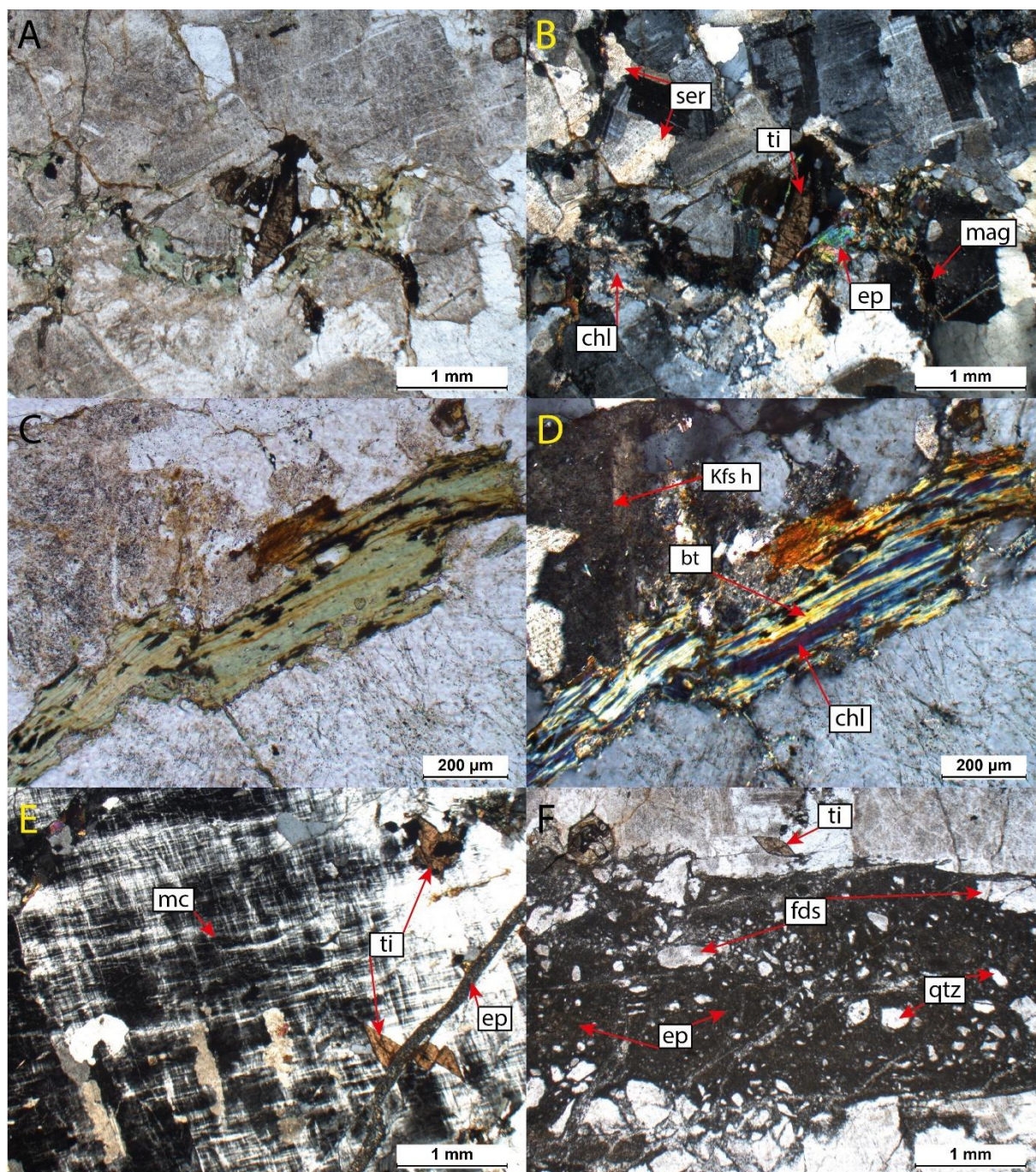
O epidoto ocorre predominantemente sob a forma de vênulas brechóides (Fig. 34E–F), com fragmentos de quartzo, mas também ocorre como produto de alteração hidrotermal do plagioclásio.

**Tabela 8.** Características petrográficas do grano- a monzogranito.

Mineral	(%)	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Quartzo	30	< 0,2 – 1,2	Engrenados a lobados	I e H	-
Andesina a albita	25	0,5 – 1,7	Engrenados a retilíneos	I	Forma cristais ígneos zonados
Albita	15	0,4 – 1,5	Engrenados a retilíneos	I e H	Albita ocorre como cristais magmáticos e também como produto de alteração de plagioclásio
Ortoclásio	10	< 1 – 5	Engrenados a retilíneos	I	Pode formar fenocristais
Microclínio	-	< 0,1 – 0,5	Engrenados	H	Substituição do ortoclásio nas bordas e planos de clivagem
Hornblenda	-	0,6 – 1,4	Engrenados a retilíneos	I	Alterada para biotita e clorita
Biotita	8	0,6 – 1,4	Engrenados a retilíneos	H	Alteração de hornblenda ígnea
Clorita	7	0,1 – 1,0	Engrenados	H	Alteração hornblenda e da biotita
Sericita	< 1	< 0,1	Engrenados a interdigitados	H	Alteração do plagioclásio
Titanita	3	0,3 – 1,0	Retilíneos	I	-
Magnetita	2	~ 0,4	Retilíneos	I e H	-
Epidoto	-	< 0,1 – 0,5	-	H	Ocorre principalmente como alteração fissural tardia
Carbonato	-	< 0,1 – 1,0	Engrenados a lobados	H	-
Apatita	< 1	< 0,2 – 0,3	Retilíneos	I	-
Zircão	< 1	< 0,2 – 0,5	Retilíneos	I	-
Alanita	< 1	< 0,2 – 0,4	Retilíneos a engrenados	I	-
Prehnita	< 1	< 0,2 – 0,5	Engrenados	H	Provável produto de metamorfismo de baixo grau
Pirita	< 1	~ 0,3	Retilíneos a engrenados	I e H	-

I: origem ígnea; H: origem hidrotermal

Inclusões fluidas em quartzo hidrotermal apresentam pequenos cristais de sal em seu interior. Esta feição, somada a presença de brechas hidrotermais, e as alterações hidrotermais que a rocha apresenta, são fortes indicações da presença de pórfiros nas proximidades.

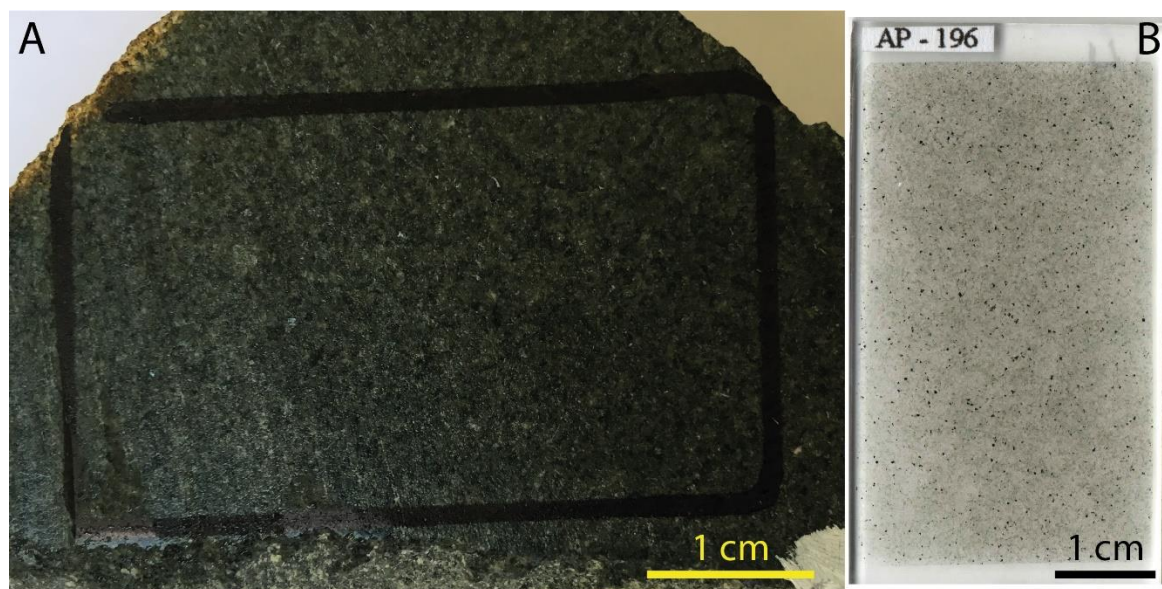


**Figura 34. A-B)** Biotita grano- a monzogranito com titanita e magnetita. A alteração propilítica é caracterizada associação de clorita  $\pm$  epidoto que substitui principalmente o plagioclásio. A alteração sericítica também é seletiva e de intensidade fraca. O microclínio é produto de alteração do ortoclásio. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **C-D)** Biotita cloritizada, com exsolução de minerais opacos, próximo a cristal de ortoclásio com alteração hidrotermal para microclínio. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **E)** Microclínio apresentando geminação tartã com inclusão de titanita, com vênula de epidoto fino. **F)** Vênula de brecha hidrotermal com fragmentos angulosos de quartzo e de feldspato. Chl: clorita; Ep: epidoto; Fds: feldspato; Kfs h: feldspato potássico hidrotermal; Mag: magnetite; Mc: microclínio; Qtz: quartzo; Ser: sericita; Ti: titanita.



### 9.3.2. Diabásio

Os afloramentos de diabásio (Fig. 35) ocorrem como blocos alinhados aproximadamente na direção N70°E, são restritos a porção noroeste da área de estudo, e compõem um dique com aproximadamente 50 metros de espessura aparente .



**Figura 35. A)** Diabásio equigranular fino a médio. As cores verdes são principalmente devidas à alteração propilítica pervasiva com clorita. **B)** Lâmina polida de diabásio.

As rochas desta unidade são equigranulares de granulação fina a média, holocristalina e mesocrática, com índice de cor em torno de 40–50. É composta por labradorita, augita e magnetita a titanomagnetita. Clorita, epidoto, actinolita, sericita, e carbonato representam minerais de alteração hidrotermal. Pirita e calcopirita ocorrem como minerais acessórios (Tabela 9).

Os cristais de plagioclásio são eudrais, ripiformes a tabulares, com contatos retilíneos com outros minerais. O piroxênio possui contatos em geral engrenados e está cristalizado nos interstícios dos cristais plagioclásio, e os envolve parcialmente, o que caracteriza a textura subofítica (Fig. 36A–B).

A alteração hidrotermal propilítica, de intensidade média a forte, é pervasiva seletiva e afetou principalmente o material entre os cristais mais grossos, e sua textura sugere que se tratava originalmente de material vítreo. Esta alteração resultou na formação de clorita, epidoto, carbonato e albita.

O piroxênio foi alterado principalmente para actinolita, epidoto e clorita, no qual é possível observar lamelas de piroxênio intercalado a lamelas de actinolita e clorita (Fig. 36C e D), que sugere que os fluidos hidrotermais atacaram principalmente ao longo dos planos de clivagens.

**Tabela 9.** Características petrográficas do diabásio.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Labradorita	45	0,2 – 1,3	Retilíneos a engrenados	I	–
Augita	20	0,5 – 1,5	Retilíneos a engrenados	I	–
Clorita	13	< 0,1 – 0,6	Engrenados	H	–
Epidoto	12	< 0,1 – 0,4	Retilíneos a engrenados	H	–
Actinolita	8	0,1 – 1,0	Engrenados a interdigitados	H	–
Magnetita	2	< 0,1 – 0,3	Retilíneos a engrenados	I e H	–
Sericita / Muscovita	< 1	< 0,1 – 0,5	Engrenados a interdigitados	H	Alteração restrita ao plagioclásio
Carbonato	< 1	< 0,1 – 0,3	Engrenados a lobados	H	Associado a alteração propilítica
Pirita	< 1	< 0,1 – 0,5	Retilíneos	I	Disseminada
Calcopirita	< 1	< 0,1	Retilíneos	I	Disseminada

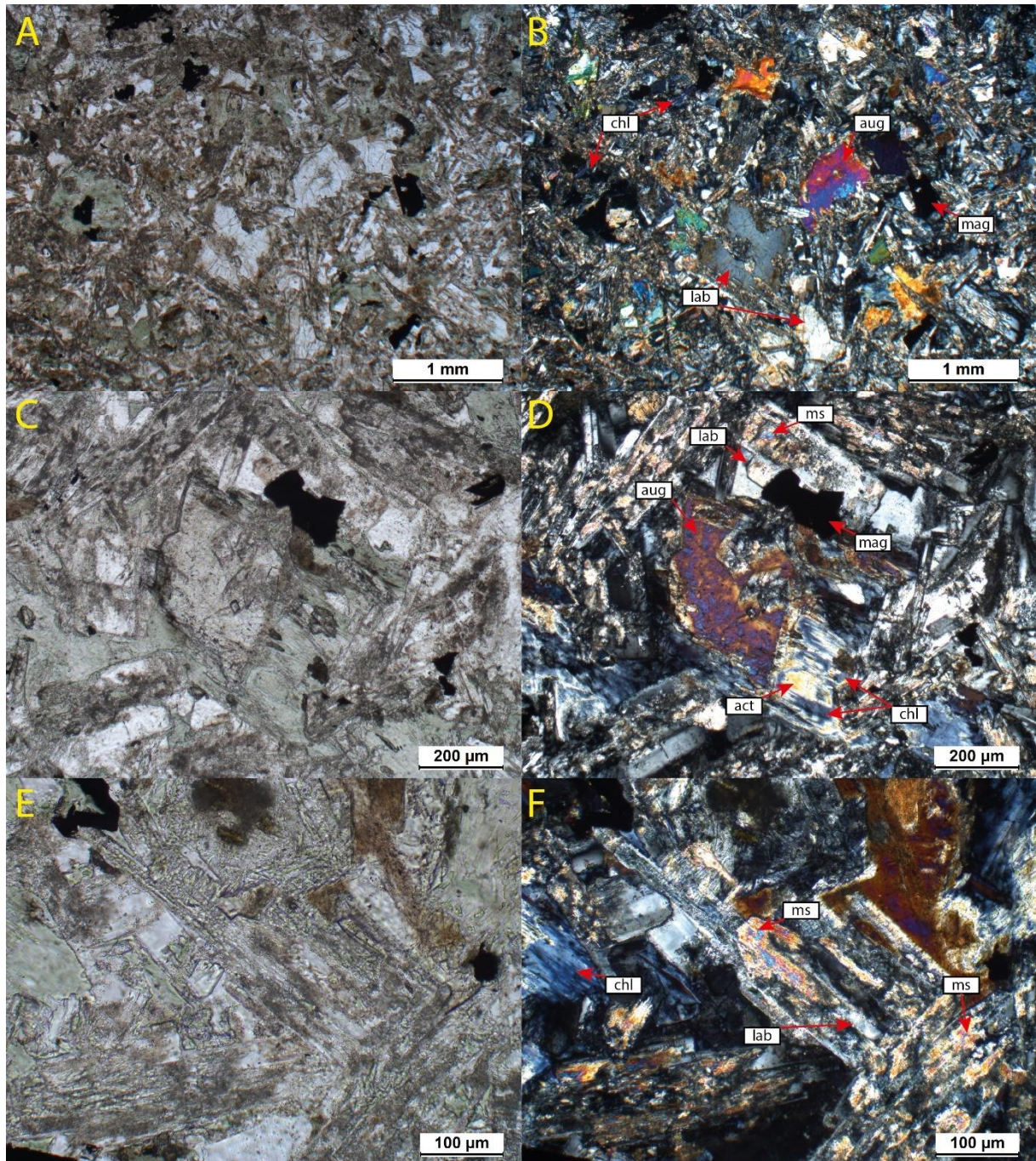
I: origem ígnea; H: origem hidrotermal

Em alguns cristais de plagioclásio é possível observar a formação de pequenos cristais de albita em suas bordas. Nota-se que o plagioclásio é zonado, com bordas mais albiticas, menos substituídas. Os núcleos mais cálcicos foram mais afetados pela alteração hidrotermal (Fig. 36E–F).

Após a alteração propilítica, seguiu-se a alteração sericítica pervasiva, de intensidade média a fraca, que afeta seletivamente o plagioclásio e chega a formar alguns cristais de muscovita.

Não é observada alteração fissural tardia no diabásio, como presente nos outros litotipos.



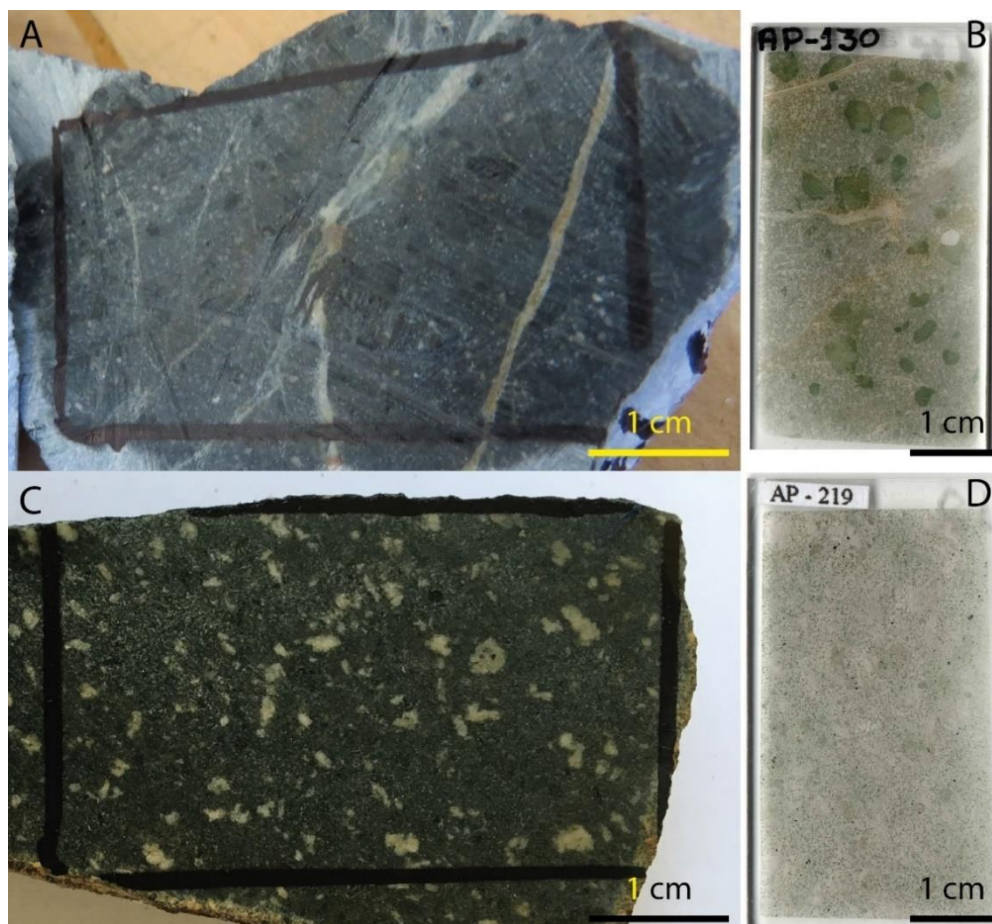


**Figura 36.** Fotomicrografias do diabásio. As imagens a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Aspecto petrográfico do diabásio equigranular fino a médio, com textura subofítica. **C-D)** Diabásio com relíquias de augita parcialmente substituída por actinolita e clorita hidrotermais. **E-F)** Diabásio com cristais de labradorita com substituição por sericita/muscovítica. Act: actinolita; Aug: augita; Chl: clorita; Lab: labradorita; Mag: magnetita; Ms: muscovita.



### 9.3.3. Andesito Basáltico Porfirítico

Os corpos de andesito basáltico porfiríticos afloram apenas na porção sudeste da área de estudo. Os fenocristais de plagioclásio e megacristais de piroxênio estão levemente orientados em uma matriz fina (Fig. 37).



**Figura 37. A)** Andesito basáltico porfirítico com megacristais máficos levemente orientados e intensa venulação tardia composta por zoisita, clinozoisita e epidoto subordinado. **B)** Lâmina polida de andesito basáltico porfirítico, com megacristais de augita alterados para actinolita. **C)** Andesito basáltico pórfiro com megacristais de plagioclásio tabulares a irregulares levemente orientados, e megacristais de piroxênio arredondados. **D)** Lâmina polida de andesito basáltico porfirítico com megacristais de plagioclásio. A coloração esverdeada observada em ambas lâminas é devida à alteração propilítica, formada essencialmente por actinolita, epidoto e clorita.

Estas rochas são holocristalinos, mesocráticos a melanocráticos, com índice de cor M' em torno de 60-65. Sua mineralogia ígnea é composta por plagioclásio (andesina a labradorita), augita e magnetita. Actinolita, epidoto, clorita, magnetita, sericita e carbonato representam produtos de alteração hidrotermal sobre a paragênese ígnea (Tabela 10).

Os megacristais de piroxênio se apresentam arredondados, o que sugere a atuação de processos reabsorção por circulação dos cristais dentro da câmara magmática. Estes cristais também estão fortemente alterados para actinolita (Fig. 38A–B).

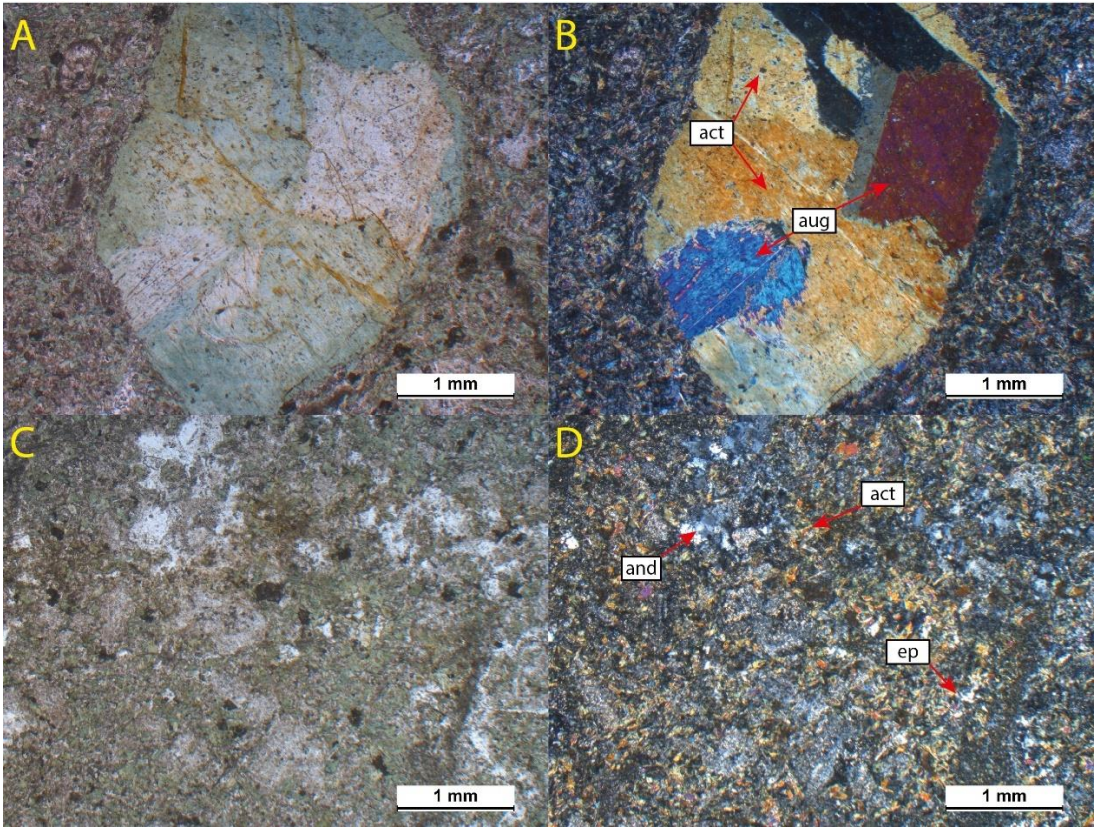
A alteração predominante é propilítica de alta temperatura, pervasiva e de forte intensidade, com associação de actinolita + epidoto + clorita ± magnetita ± carbonato.

Sericitização seletiva dos plagioclásio, de fraca a média intensidade, seguiu-se à alteração propilítica.

**Tabela 10.** Características petrográficas do andesito basáltico porfíritico.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Andesina - Labradorita	35	< 0,1 – 0,3	Retilíneos a engrenados	I	–
Actinolita	25	< 0,1 – 3,5	Retilíneos a engrenados	H	Forma megacristais
Augita	20	< 0,1 – 0,3	Arredondados a engrenados	I	Muito presente na matriz
Epidoto	10	< 0,1 – 3,0	Retilíneos a engrenados	H	Muito presente na matriz
Clorita	6	< 0,1 – 0,2	Engrenados a interdigitados	H	Ocorre de modo subordinado
Magnetita	3	< 0,1 – 0,3	Retilíneos a engrenados	I e H	-
Carbonato	1	< 0,1 – 0,2	Engrenados	H	Ocorre de modo subordinado
Sericita	< 1	< 0,1	Engrenados a interdigitados	H	Alteração seletiva dos cristais de plagioclásio

I: origem ígnea; H: origem hidrotermal



**Figura 38.** Fotomicrografias para andesito basáltico porfíritico. As imagens a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Andesito basáltico porfíritico com megacristal de augita alterado para actinolita. **C-D)** Aspecto da matriz do andesito basáltico porfíritico, composta por andesina, actinolita e epidoto. Act: actinolita; And: andesina; Aug: augita; Ep: epidoto.

A matriz possui granulação fina e é composicionalmente homogênea, representada por plagioclásio, actinolita, epidoto, clorita e magnetita (Fig. 38C–D). A matriz apresenta alteração hidrotermal semelhante à dos megacristais.



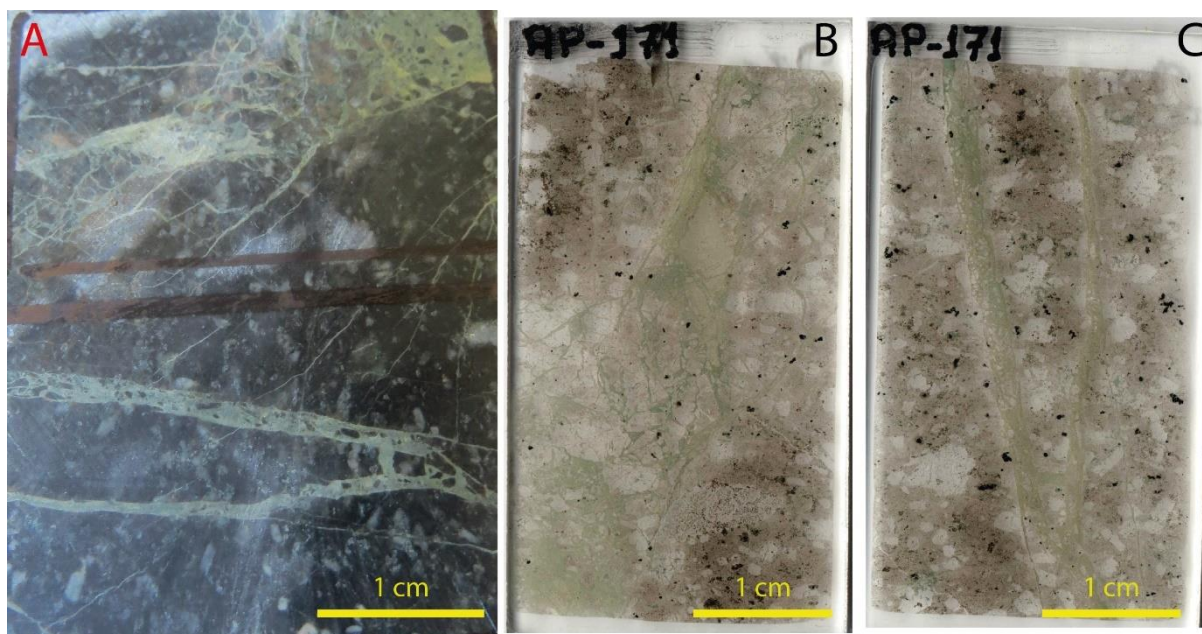
A alteração fissural tardia resultou na cristalização de clinozoisita, que predomina sobre o epidoto. Isto pode indicar que este fluido de alteração é menos oxidado e possui maior atividade de cálcio do que o fluido que forma vênulas essencialmente compostas por epidoto.

#### 9.3.4. Andesito Porfírico e Tufo Vulcânico

Os andesito porfírico representa o segundo litotipo mais abundante na área.

Macroscopicamente, são rochas vulcânicas porfíricas com fenocristais de feldspato branco a acinzentado (Fig. 39), e alaranjado quando afetado por alteração potássica.

A matriz é predominantemente preta, e varia de cor conforme a alteração hidrotermal, como descrito na Tabela 7. São rochas holocristalinas, mesocráticas, com índice de cor M' entre 40–50.



**Figura 39.** A) Andesito porfírico com fenocristais de plagioclásio brancos e matriz preta, com forte alteração fissural tardia composta por epidoto. B) Padrão *stockwork* brechóide da alteração hidrotermal e; C) Padrão venular, em parte também brechóide, com finos fragmentos da rocha encaixante.

Petrograficamente, o andesito é composto por plagioclásio (andesina a oligoclásio), quartzo, biotita, magnetita e pouco anfibólio. Epidoto, anfibólio, granada, biotita, clorita, sericita, magnetita, apatita, pirita, esfalerita e calcopirita representam os principais minerais de alteração hidrotermal. (Tabela 11).

Muitos dos minerais secundários que são formados na fase de alteração hidrotermal (Fig. 40A) também ocorrem como minerais primários. Reconhecer e diferenciar sua origem nem sempre é tarefa simples, principalmente quando estes minerais ocorrem como finos cristais na matriz. O principal método para diferenciar a origem destes minerais é por meio de



sua textura, tamanho e dimensão dos cristais, além da presença de feições de exsolução ou intercrescimento mineral.

**Tabela 11.** Características petrográficas do andesito porfirítico.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Andesina - Oligoclásio	25 – 30	0,5 – 5,0	Retilíneos a arredondados	I	Fenocristais
Quartzo	15 – 25	< 0,1 – 0,2	Engrenados a lobados	I	Matriz
Quartzo	10 – 15	< 0,1 – 0,2	Engrenados a lobados	I	–
Biotita	10 – 15	<0,1	Retilíneos, interdigitados e engrenados	I e H	–
Epidoto	5 – 10	< 0,1 – 1,5	Retilíneos a engrenados	H	Ocorre na matriz e em vênulas
Clorita	2 – 10	<0,1	Retilíneos, interdigitados e engrenados	H	Ocorre na matriz e em vênulas
Hornblenda - Hastingsita	1 – 8	< 0,1 – 0,4	Engrenados a interdigitados	I e H	Ocorre na matriz e em vênulas
Granada	~ 2	0,2 – 0,5	Retilíneos	H	Ocorre apenas em vênulas
Apatita	< 1	0,2 – 0,8	Retilíneos a lobados	I e H	Ocorre na matriz e em vênulas
Sericita	< 1 – 5	< 0,1	Interdigitados a engrenados	H	Dominantemente sobre o plagioclásio
Magnetita	~3	< 0,1 – 0,4	Retilíneos a engrenados	I e H	Forma grandes cristais hidrotermais
Pirita	< 1	< 0,1	Engrenados	I	-
Esfalerita	< 1	< 0,1 – 0,8	Engrenados a retilíneos	H	Disseminada e em vênulas (tipo-A)
Calcopirita	< 1	< 0,1 – 1,0	Engrenados a retilíneos	I e H	Disseminada e em vênulas (tipo-A)

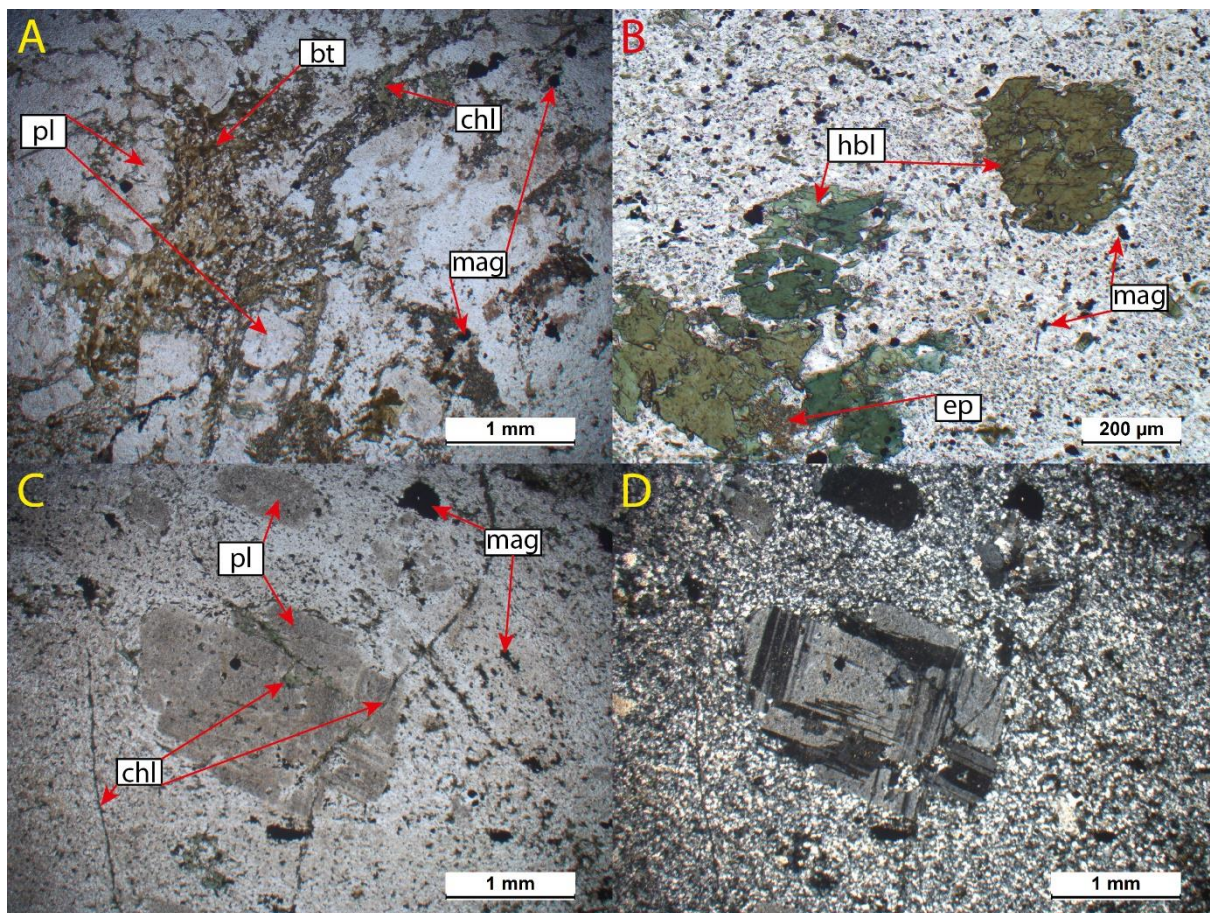
I: origem ígnea; H: origem hidrotermal

Além do plagioclásio, a hornblenda também constitui fenocristais, geralmente sem orientação, feição esta usada para caracterizá-la como de origem ígnea (Fig. 40B). A hornblenda frequentemente apresenta alteração para epidoto e clorita.

Os fenocristais frequentemente estão orientados, assim como os cristais de biotita e clorita, e são indicativos de textura de fluxo ígneo (Fig. 40C–D) e hidrotermal em outros casos (Fig. 40A).

A matriz é fina, composta predominantemente por plagioclásio e quartzo, com proporções variáveis de biotita, epidoto, clorita, magnetita, pirita e calcopirita disseminadas como acessórios. A calcopirita também é encontrada em vênulas do tipo A, segundo a definição de Gustafson & Hunt (1975).

Estas rochas apresentam alterações pervasivas seletivas, na matriz e nos fenocristais, com amplo espectro composicional, desde alteração potássica com biotita, sericitica, silicificação, e alteração propilitica. As alterações fissurais tardias formam desde finas vênulas retilíneas até padrões *stockwork* com textura brechóide.

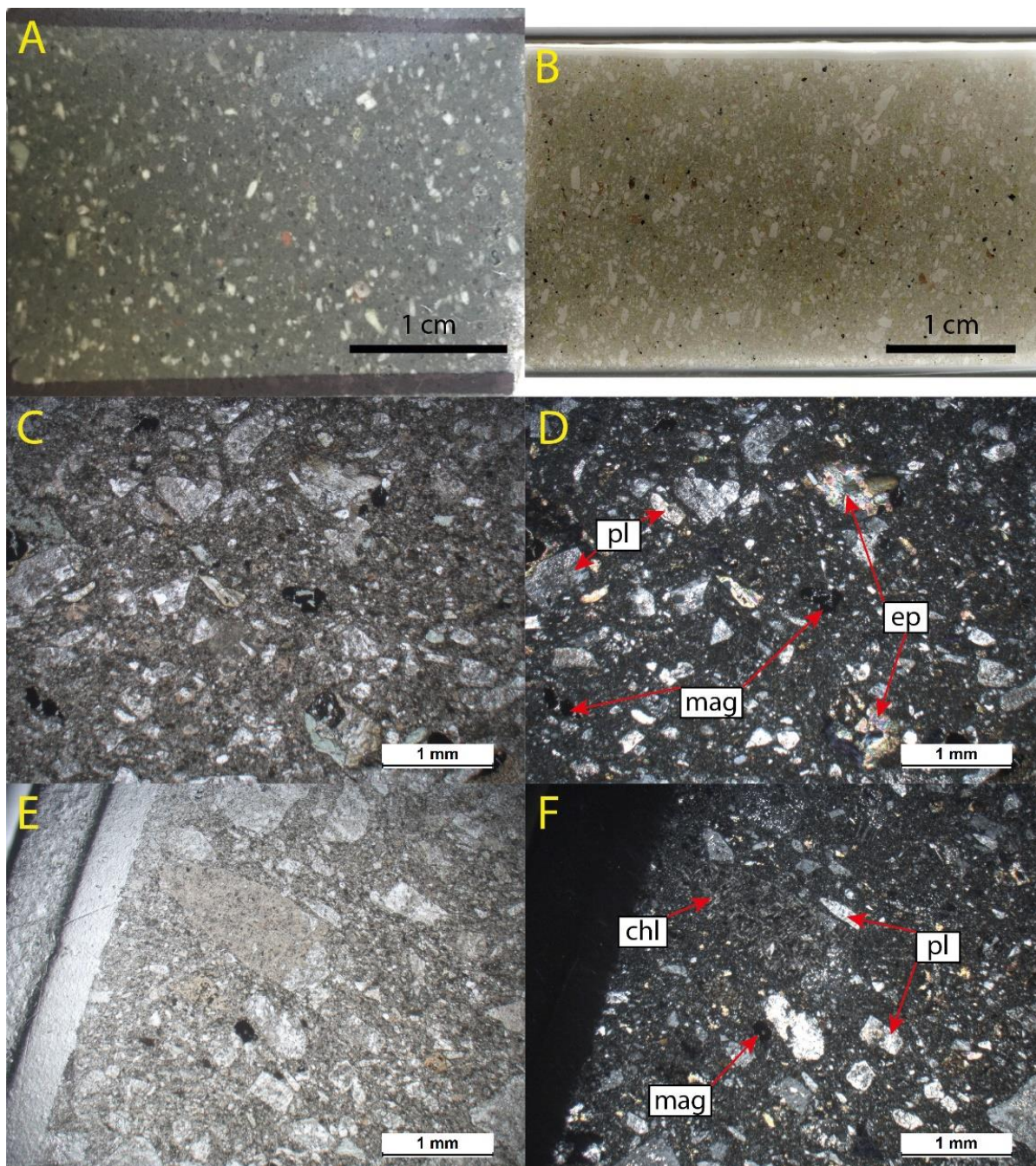


**Figura 40.** **A)** Andesito porfírico com fenocristais de plagioclásio com bordas alteradas para biotita, cortado por vênulas tardias de clorita. **B)** Fenocristais de hornblenda magmática, com alteração incipiente para epidoto, em matriz composta por plagioclásio, quartzo e magnetita. **C-D)** Foliação de fluxo indicada pela orientação dos fenocristais de oligoclásio, ao centro, e plagioclásio, ao redor. A matriz é composta por plagioclásio, quartzo e magnetita. A rocha foi posteriormente cortada por finas vênulas de clorita. A imagem da direita foi capturada com os polarizadores cruzados. Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Hbl: hornblenda; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio.

Tufos de composição andesítica a riodacítica ocorrem intercalados nas unidades vulcânicas. Distinguem-se das lavas por apresentarem fragmentos de plagioclásio e de quartzo de até 2,5 mm, alguns fortemente hidrotermalizados, e matriz muito fina (Fig. 41A–B).

Diferenças significativas desta com as outras unidades são mostradas em sua textura, na angulosidade e fragmentação dos cristais (Fig. 41C–D–E–F) e maior grau de alteração hidrotermal da matriz, por serem rochas mais porosas e permeáveis.





**Figura 41.** A-B) Amostra e lâmina delgada polida de tufo vulcânico com fragmentos angulosos de cristais de feldspato em matriz muito fina. C-D) Fragmentos angulosos de plagioclásio e magnetita, e cristais alterados para epidoto em matriz muito fina. E-F) Fragmentos angulosos de plagioclásio, magnetita e plagioclásio alterado para clorita em matriz muito fina. As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. Chl: clorita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio.

### 9.3.5. Dacito Porfirítico

O dacito porfirítico compreende o litotipo mais abundante na área de estudo.

São rochas holocristalinas, mesocráticas com índice de cor M' em torno de 40. Estas rochas são compostas por plagioclásio (andesina a oligoclásio), quartzo, biotita, hornblenda e magnetita. Epidoto, hastingsita, clorita, biotita, sericita, quartzo, e magnetita representam os principais minerais hidrotermais. Apatita, pirita e calcopirita ocorrem como acessórios e como produto de alteração hidrotermal (Tabela 12).

**Tabela 12.** Características petrográficas do dacito.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Andesina - Oligoclásio	10 – 25	1,0 – 4,5	Retilíneos a engrenados	I	Fenocristais
	5 – 20	< 0,1 – 0,2	Engrenados a lobados	I	Matriz
Quartzo	< 1	~0,5	Arredondados a lobados	I	Fenocristais com textura poiquilítica
	15 – 30	< 0,1 – 0,2	Engrenados a lobados	I e H	Matriz
Biotita	15 – 25	< 0,1 – 0,2	Interdigitados, retilíneos a engrenados	I e H	Biotita hidrotermal com textura em flocos e redes
Epidoto	2 – 10	< 0,1 – 1,0	Retilíneos a engrenados	H	Ocorre na matriz e em vênulas
Clorita	< 1 – 10	< 0,1 – 0,3	Interdigitados, retilíneos a engrenados	H	Ocorre na matriz e em vênulas
Hornblenda - Hastingsita	1 – 10	< 0,1 – 0,4	Retilíneos a engrenados	I e H	Ocorre na matriz e em vênulas
Apatita	< 1	0,2 – 0,7	Retilíneos a lobados	I e H	Ocorre na matriz e em vênulas
Sericita	< 1 – 5	< 0,1	Interdigitados a engrenados	H	Dominantemente sobre o plagioclásio
Magnetita	3 – 5	< 0,1 – 0,3	Retilíneos a engrenados	I e H	Disseminado e em vênulas
Pirita	< 1	< 0,1	Engrenados a retilíneos	I e H	Disseminado
Calcopirita	< 1	< 0,1	Engrenados a retilíneos	I e H	Disseminado

I: origem ígnea; H: origem hidrotermal

Macroscopicamente (Fig. 42A–B) são rochas semelhantes ao andesito, mas diferem pela maior quantidade de quartzo na matriz, que constituem raros fenocristais arredondados, e pela maior quantidade de biotita. A variação na cor da matriz segue as observações mencionadas na Tabela 7.

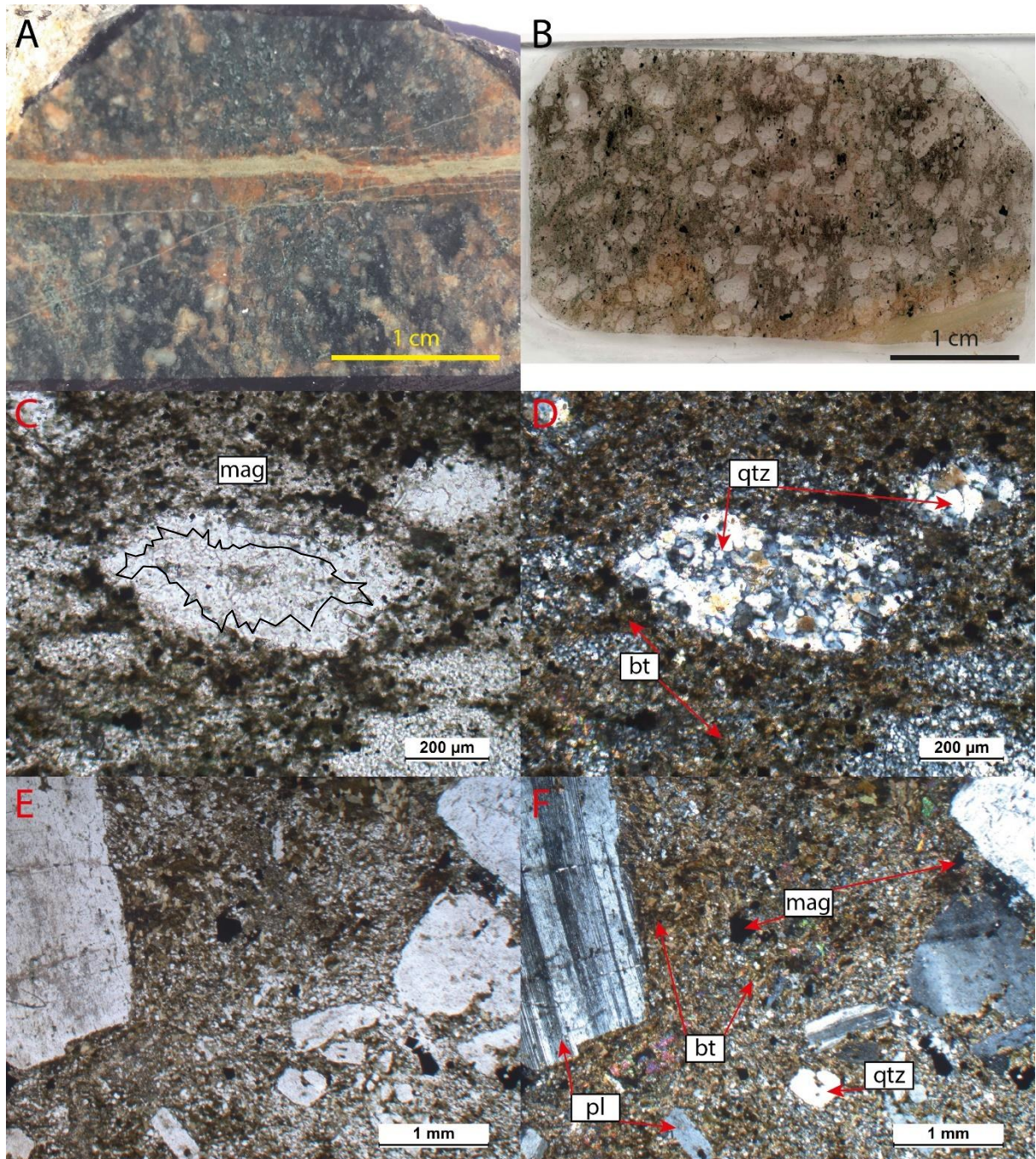
A orientação dos fenocristais de feldspato marca nestas rochas a textura de fluxo, mas também mostram indícios de deformação, como sombras de pressão e rotação pouco intensa.

Em lâmina, os fenocristais de albita e oligoclásio apresentam forte alteração hidrotermal propilítica e potássica, além de sericitização mais fraca. Pequenas amígdalas com drusas de quartzo seguido por fenocristais de quartzo arredondados ocorrem em baixa proporção neste litotipo, e frequentemente apresentam textura glomeroporfirítica.

A matriz é fina, e apresenta maior volume de quartzo (Fig. 42C–D) e de biotita ígnea relativamente ao andesito porfirítico. A biotita ígnea diferencia-se da biotita hidrotermal pela sua textura mais fina e textura de substituição, e por concentrar-se em vênulas, onde comumente constitui arranjos em trama (Fig. 42E–F). Hornblenda ígnea está também



presente na matriz, bem como em algumas vênulas tardias, neste caso em pequenos volumes, que indica ter se formado durante a alteração hidrotermal.



**Figura 42.** **A)** Dacito porfírico com fenocristais de plagioclásio brancos e alaranjados em matriz escura a levemente acinzentada, com vênulas de epidoto. Os fenocristais alarajados são resultado da substituição parcial por feldspato potássico durante a alteração potássica. **B)** Lâmina polida de dacito porfírico. A matriz apresenta maior quantidade de biotita relativamente aos andesitos. **C-D)** Amígdalas preenchidas por quartzo e preenchimento final pelo mesmo mineral, com textura sugestiva de recristalização e carbonatos. A matriz está enriquecida em biotita hidrotermal e quartzo. **E-F)** Dacito porfírico com fenocristais de plagioclásio em matriz rica em biotita hidrotermal e pequenos cristais de quartzo. As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. Bt: biotita; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.

### 9.3.6. Riodacito Porfírico

Rochas de composição riodacítica constituem as rochas vulcânicas mais evoluídas na área. São rochas holocristalinas, mesocráticas com índice de cor  $M'$  entre 35–40, compostas por feldspato potássico, albita a oligoclásio, quartzo, biotita, hornblenda e magnetita. Epidoto, clorita, sericita e magnetita correspondem a paragênese hidrotermal. Pirita e calcopirita ocorrem como acessórios (Tabela 13).

Macroscopicamente (Fig. 43A–B) se assemelham as rochas andesíticas e dacíticas, mas são facilmente reconhecidas por apresentarem fenocristais de quartzo.

**Tabela 13.** Características petrográficas do riodacito.

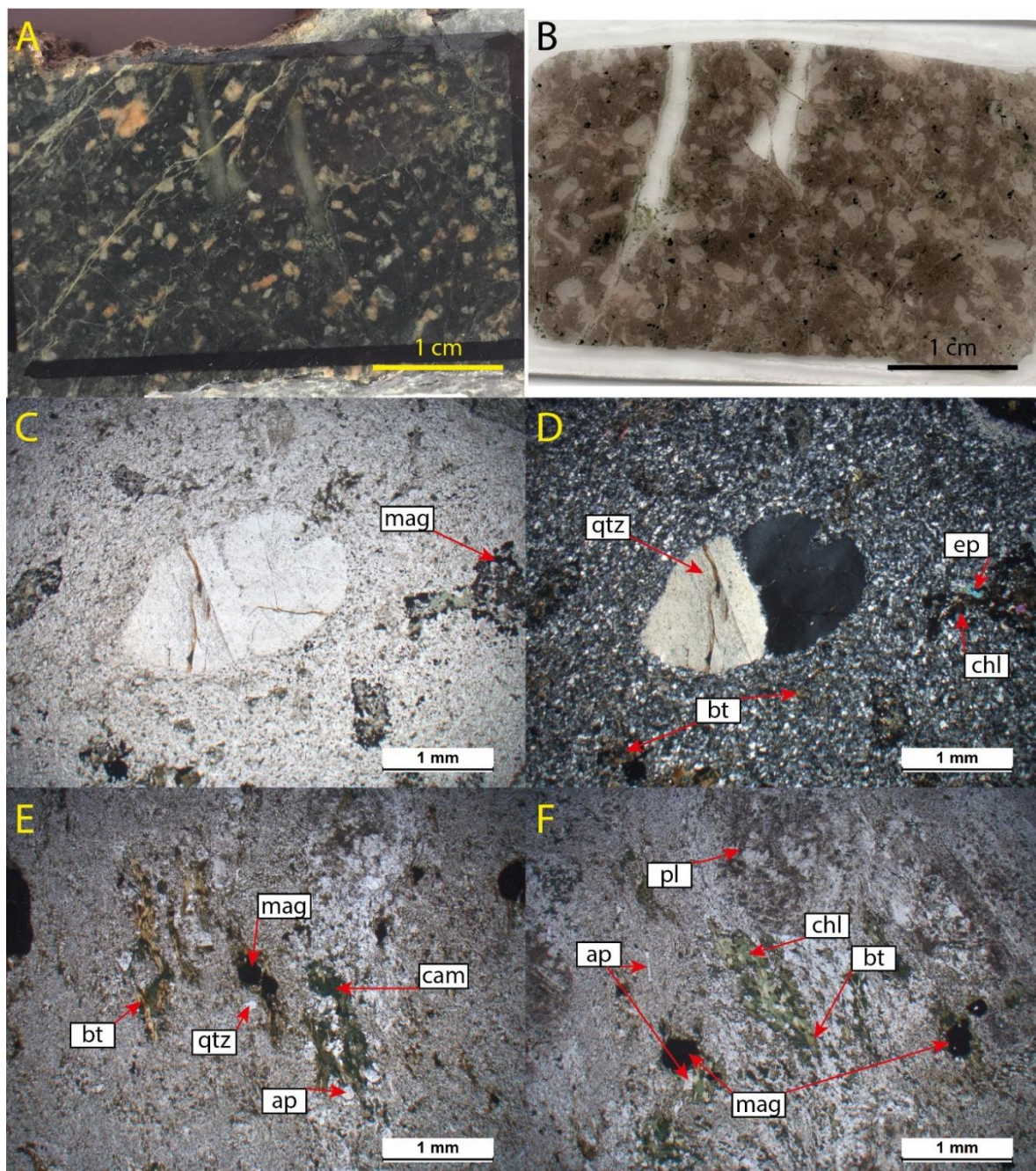
Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Feldspato potássico;	10 – 25	0,5 – 5,0	Retilíneos a engrenados	I	Fenocristais
albita a oligoclásio	5 – 20	< 0,1 – 0,3	Engrenados a lobados	I	Matriz
Quartzo	1 – 5	1,2 – 2,5	Arredondados a lobados	I	Fenocristais com textura poiquilítica
	25 – 40	< 0,1	Engrenados a lobados	I e H	Matriz
Biotita	10 – 30	< 0,1 – 0,3	Interdigitados, retilíneos a engrenados	I e H	Biotita hidrotermal com textura em flocos e redes
Epidoto	< 1 – 10	< 0,1 – 0,8	Retilíneos a engrenados	H	Ocorre na matriz e em vênulas
Clorita	< 1 – 5	< 0,1 – 0,2	Interdigitados, retilíneos a engrenados	H	Ocorre na matriz e em vênulas
Hornblenda - Hastingsita	1 – 15	< 0,1 – 0,5	Retilíneos a engrenados	I e H	Ocorre na matriz e em vênulas
Sericita	< 1 – 5	< 0,1	Interdigitados a engrenados	H	Dominantemente sobre os plagioclásios
Magnetita	< 1 – 5	< 0,1 – 0,8	Retilíneos a engrenados	I e H	Disseminado e em vênulas
Pirita	< 1	< 0,1	Engrenados a retilíneos	I e H	Disseminado
Calcopirita	< 1	< 0,1	Engrenados a retilíneos	I e H	Disseminado

I: origem ígnea; H: origem hidrotermal;

Estas rochas também se distinguem do dacito porfírico por sua maior quantidade de quartzo na matriz (Fig. 43C–D), e pelo maior volume de anfibólio e biotita na matriz, que são geralmente orientados por fluxo magmático e por deformações pós-magmáticas pouco intensas (Fig. 43E–F).

Delgadas vênulas, formadas por agregados de quartzo microcristalino, e preenchimento de cavidades por quartzo, são indicativas de um evento de silicificação causado pelo evento magmático–hidrotermal e/ou pelo desenvolvimento de zonas de falhas.





**Figura 43. A-B)** Riodacito porfírico com fenocristais de feldspato fortemente potassificados e, menos frequentemente, de quartzo. A rocha possui finas vênulas tardias de epidoto posteriores às vênulas de quartzo. **C-D)** Agregado de quartzo arredondado por absorção magmática, provavelmente indicativo de textura glomeroporfírica, em matriz composta essencialmente por quartzo e feldspato fino, com esparsos cristais de biotita, magnetita, clorita e epidoto. A imagem à direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **E-F)** Riodacito com foliação bem marcada pelo arranjo da biotita, clorita e clinopirênio. Apatita bem formada também ocorre junto a magnetita em agregados hidrotermais.

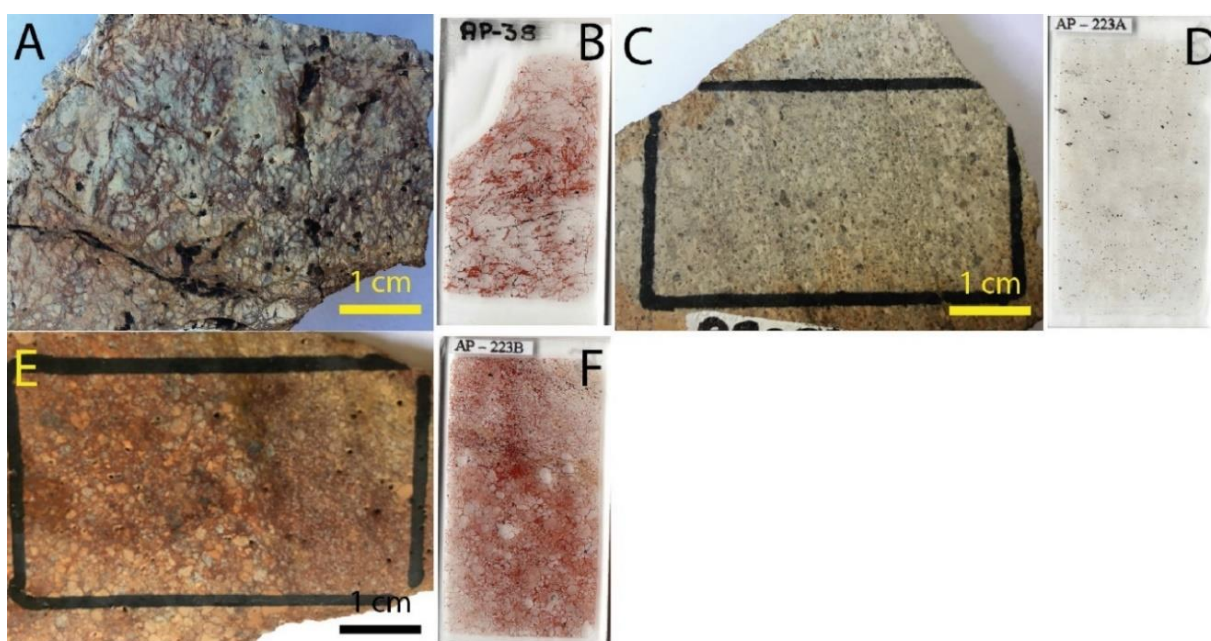
Os fenocristais de feldspato variam de andesina a andesina cálcica nos núcleos até oligoclásio nas bordas e são frequentemente substituídos parcialmente por feldspato potássico, com biotita verde a castanha e magnetita associados, paragênese esta típica da alteração potássica. A esta alteração hidrotermal seguiu-se alteração sericitica e alteração propilitica que grada para cloritica.



### 9.3.7. Metarenito

A unidade metarenito pode ser subdividida em duas classes, de acordo com sua área de ocorrência e tipo de alteração hidrotermal. A primeira classe é restrita à porção central da área e consiste em metarenito grosso mal selecionado (Tabela 14) com grãos de quartzo angulosos (Fig. 44, Fig. 45A–B). Em alguns afloramentos, estas rochas apresentam textura brechóide na qual se forma magnetita e pirita, e podem ser cortadas por vênulas e veios de quartzo com magnetita (Fig. 45C–D).

Este arenito gradam frequentemente para microconglomerado polimítico, com magnetita detrítica, e são predominantemente suportados pela matriz (Fig. 45E–F).



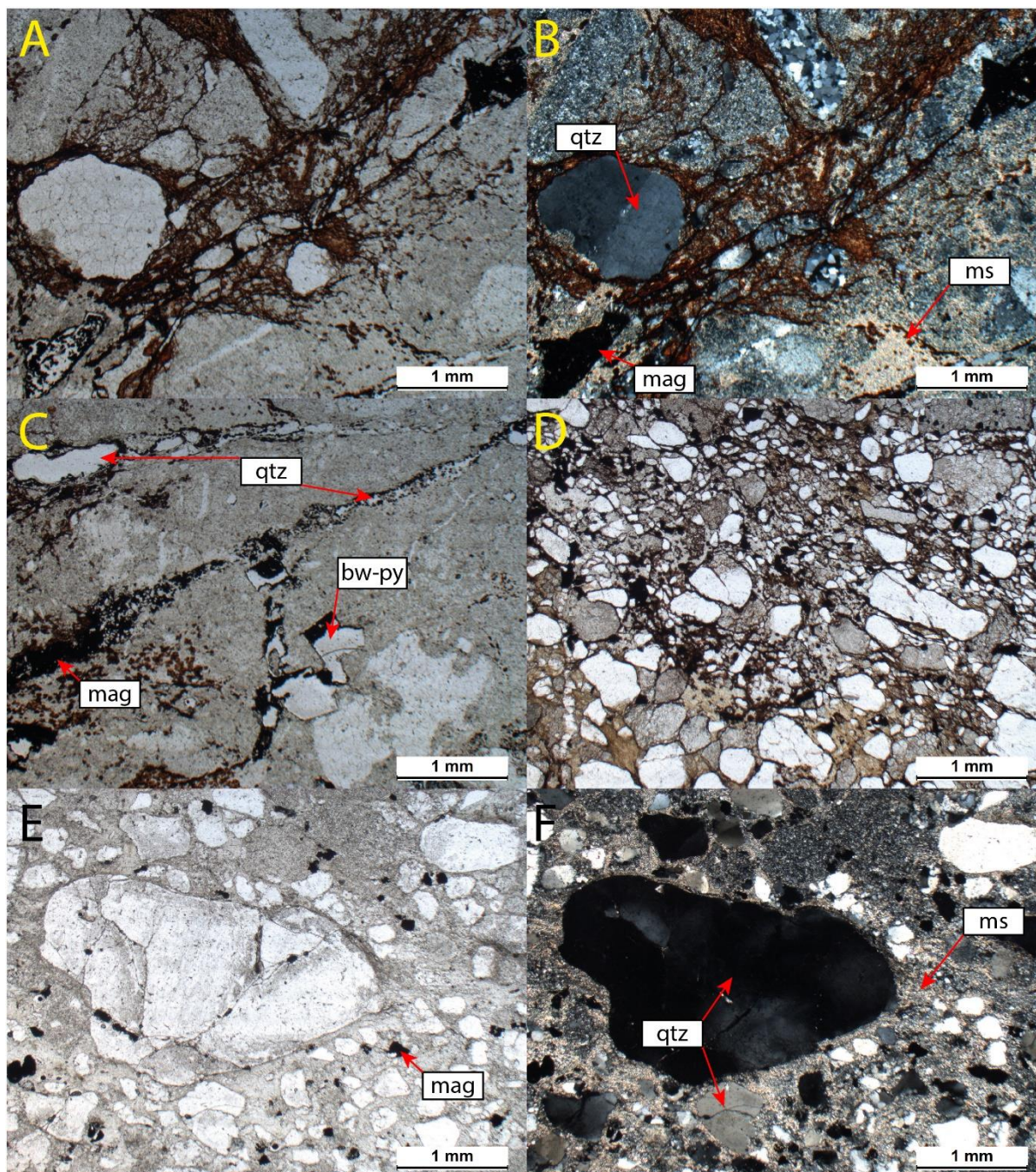
**Figura 44. A-B)** Metarenito grosso mal selecionado, brechado e com fragmentos angulosos de quartzo, cortado por diversas vênulas de quartzo + magnetita  $\pm$  pirita, feição que tinga a rocha de vermelho após alteração supérgena. A rocha também apresenta diversos *boxworks* de pirita disseminada. **C-D)** Metarenito grosso a microconglomerado polimítico, com matriz composta por quartzo e muscovita de granulação muito fina. **E-F)** metaconglomerado a metamicroconglomerado com matriz oxidada.

**Tabela 14.** Características petrográficas do metarenito, região central da área de estudo.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Quartzo	70 – 85	< 0,1 – 4,5	Angulosos	S	–
Muscovita	5 – 15	< 0,1 – 0,3	Retilíneos a engrenados	S e H	–
Magnetita	< 1 – 10	< 0,1 – 0,5	Retilíneos a engrenados	S e H	–
Pirita	< 1 – 10	~0,5	Retilíneos a engrenados	H	–
Zircão	< 1	~0	Arredondados a angulosos	S	–

S: sedimentar, transportado; H: origem hidrotermal





**Figura 45. A-B)** Arenito grosso mal selecionado. A matriz é composta por quartzo e sericita de granulação fina. A imagem da direita foi capturada com os polarizadores cruzados. **C)** Vênula de quartzo e magnetita, *boxworks* de pirita intemperizada ocorrem associados à vênula e também de modo disseminado em arenito mal selecionado. **D)** Arenito mal selecionado composto por grãos de quartzo com diversos graus de arredondamento, apresentando finas vênulas de magnetita. **E-F)** Microconglomerado suportado por clastos com grãos detríticos de magnetita. A imagem da direita foi capturada com os polarizadores cruzados. Bw-py: *Boxwork* de pirita; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Qtz: quartzo.

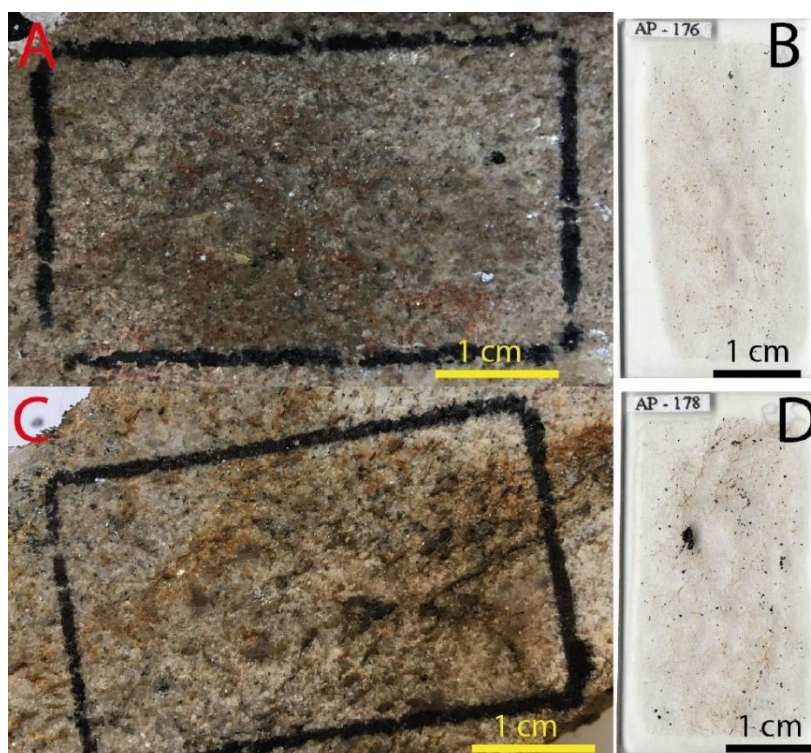
A segunda classe é correlacionada à Formação Castelo de Sonhos e ocorre de modo restrito na porção norte da área de estudo. É composta por quartzo, muscovita e magnetita, com grande variação percentual e granulométrica (Tabela 15). Em amostra de mão (Fig. 46), observa-se a foliação destas rochas bem marcada pela muscovita e cristais de quartzo orientados, além de níveis de opacos.



**Tabela 15.** Características petrográficas do metarenito, região norte da área de estudo.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Quartzo	60 – 80	< 0,1 – 1,8	Lobados a engrenados	S e H	-
Sericita	10 – 25	< 0,1 – 2,5	Engrenados a interdigitados	S e H	Apresenta inclusões de magnetita e lamelas de opaco nos planos de clivagem
Magnetita	5 – 10	< 0,1 – 0,6	Retilíneos a engrenados	S e H	-

S: sedimentar, transportado; H: origem hidrotermal



**Figura 46.** A-B) Metarenito com foliação marcada pela orientação dos cristais de muscovita, com pequena porcentagem de minerais opacos. C-D) Metarenito com foliação definida pela orientação dos cristais de muscovita e de minerais opacos.

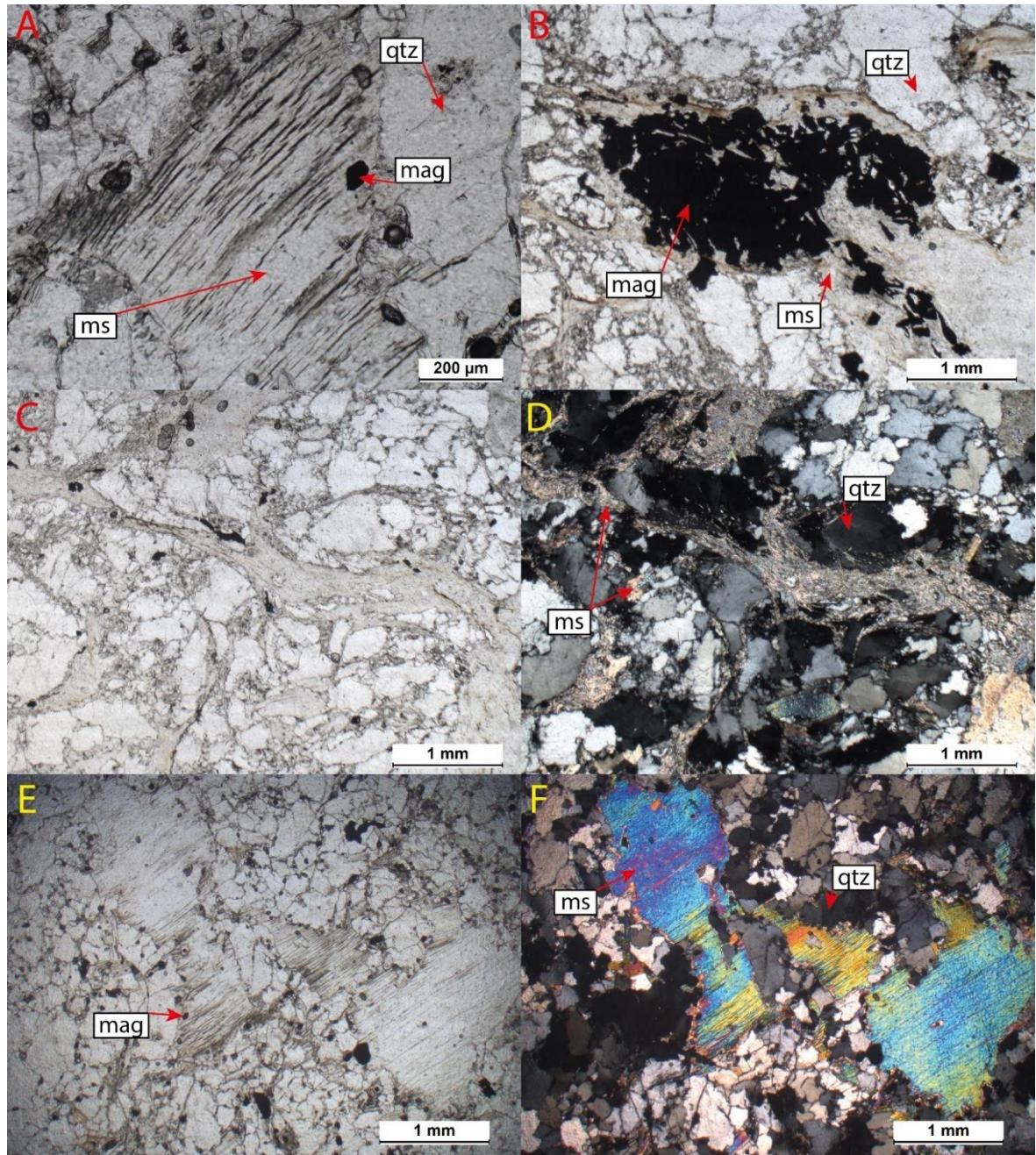
Em lâmina o quartzo exibe contatos lobados a engrenados e apresentam evidências de deformação, como cristais levemente estirados e extinção ondulante.

A sericita apresenta-se como grãos de granulação grossa (Fig. 47A) ou fina (Fig. 47C–D), ambas com contatos engrenados a interdigitados. A sericita fina preenche os interstícios entre os cristais de quartzo, e a muscovita grossa apresenta exsolução de lamelas de minerais opacos e inclusões de magnetita (Fig. 47A–E–F).

As feições observadas neste grupo de rochas não sugerem que seja apenas arenito metamorfozado, mas também que foram submetidas a importante modificação composicional a partir de fluidos associados ao sistema hidrotermal, como indicam os cristais de muscovita com exsolução de opacos e inclusões de magnetita, que sugerem que podem ter sido cristais detríticos de biotita completamente substituídos durante os eventos diagenéticos, metamórficos ou hidrotermais.



A magnetita aparenta ter origem tanto hidrotermal quanto sedimentar, de acordo com sua associação em lâmina. A magnetita sedimentar ocorre dispersa e nos interstícios dos cristais, enquanto que a hidrotermal ocorre associada dominantemente a muscovita.



**Figura 47.** A) Muscovita com inclusões de magnetita e lamelas de minerais opacos nos planos de clivagem, que sugere ser produto da alteração hidrotermal de biotita. B) Agregado de cristais de magnetita envolvidos por sericita fina. Esta imagem foi capturada com os polarizadores cruzados. C-D) Sericita preenchendo os interstícios entre os grãos de quartzo fracamente deformados. E-F) Muscovita grossa envolta por cristais de quartzo com contatos engrenados. A imagem a direita foi capturada com os polarizadores cruzados. Mag: magnetita; Ms: muscovita; Qtz: quartzo.

### 9.3.8. Rochas Hidrotermalizadas

As unidades hidrotermalizadas consistem em rochas com alteração composta essencialmente por quartzo (>90%), a qual oblitera o protólito. Estas alterações representam uma porção mais rasa do sistema hidrotermal, que ocorre geralmente acima das alterações do tipo pórfiro.

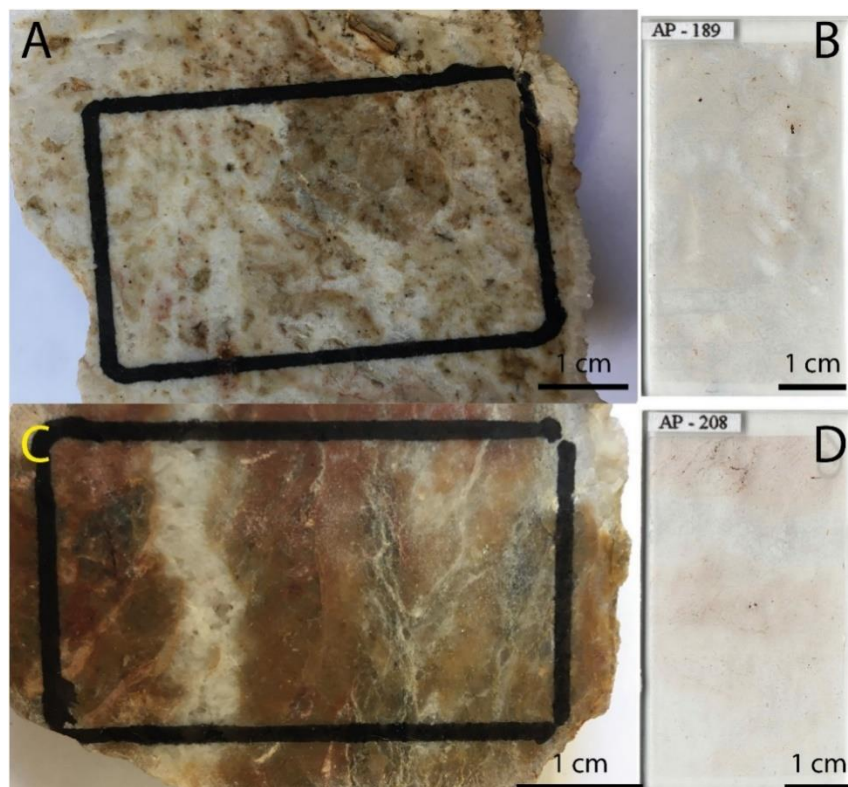
Entretanto, a presença de estruturas preexistentes pode canalizar estes fluidos e gerar alterações epitermais a distâncias consideráveis (e.g. centenas de metros) do centro de alteração hidrotermal.

A alteração destas rochas é pervasiva, de intensidade forte, a qual se apresenta formada por quartzo  $\pm$  muscovita (Tabela 16) e vênulas de quartzo, e vênulas do tipo *comb* e em padrão anastomosado (Fig. 48).

**Tabela 16.** Características petrográficas de rochas hidrotermalizadas.

Mineral	%	Dimensões (mm)	Contatos	Origem	Observações
Quartzo	> 90	< 0,1 – 1,6	Retilíneos a engrenados	H	Matriz e vênulas <i>comb</i>
Muscovita	até 10	< 0,1– 0,5	Engrenados a interdigitados	H	–
Feldspato	< 1	0,3 – 0,5	Retilíneos a engrenados	I	Ocorrência restrita e não usual

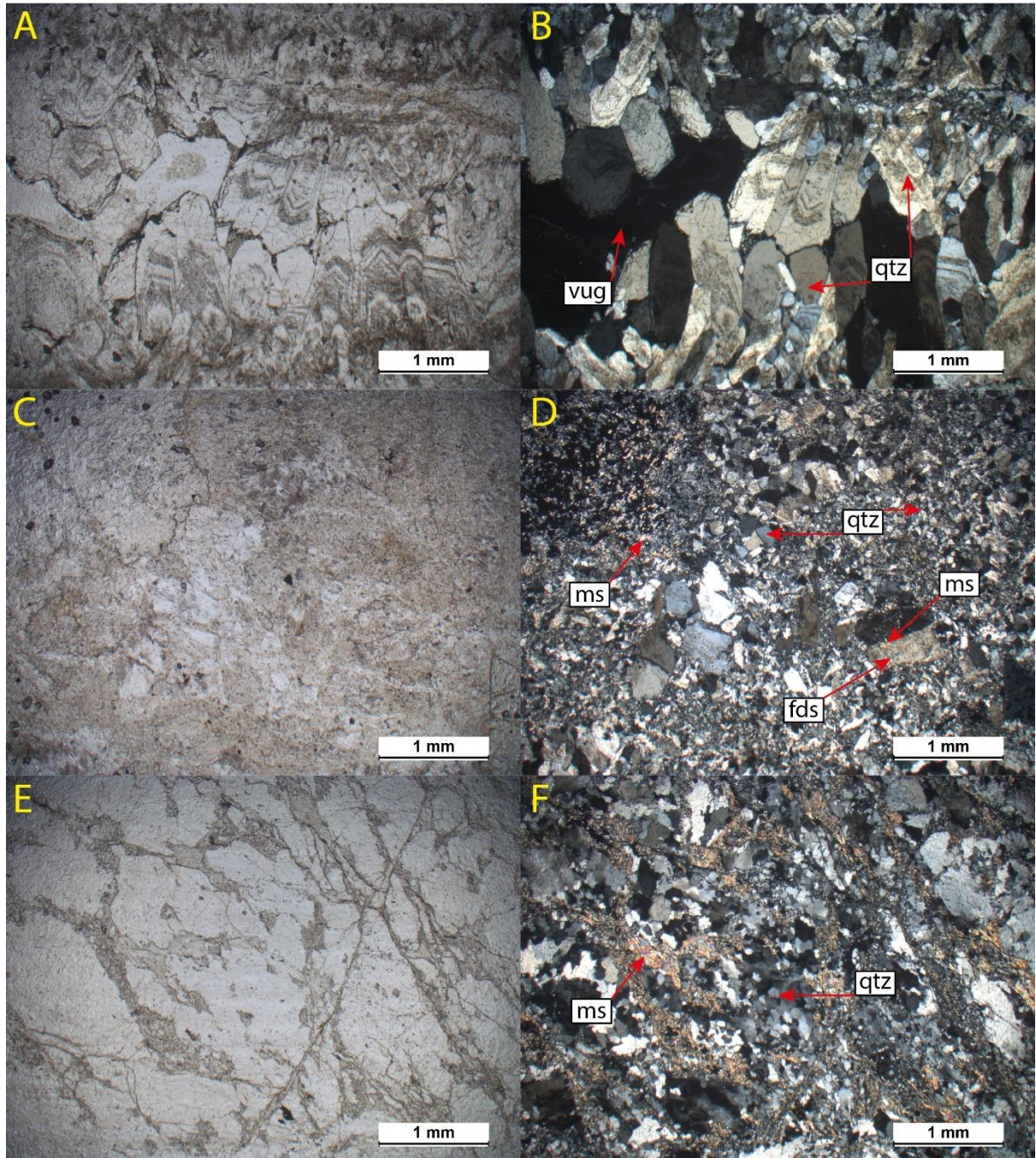
I: origem ígnea; H: origem hidrotermal



**Figura 48.** Rochas com silicificação pervasiva que oblitera o protólito. **A-B)** Rocha cortada por diversas vênulas de quartzo em padrão anastomosado. As vênulas se cristalizam formando feições do tipo *comb* e drusiforme. **C-D)** Rocha apresentando silicificação pervasiva fina, cortada por vênula de quartzo *comb*.



As vênulas do tipo *comb* (Fig. 49A–B) apresentam cristais de quartzo bem formados e zonados, além de pequenas cavidades, e indicam consecutivos processos de abertura de espaço.



**Figura 49.** Fotomicrografias para rochas hidrotermalizadas. As imagens a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Vênula de quartzo do tipo *comb* com quartzo zonado e cavidades, indicativos de processos consecutivos de abertura e preenchimento de espaço. **C-D)** Vênulas de quartzo com padrão anastomosado que cortam rocha com alteração pervasiva de quartzo e muscovita, de intensidade forte e fraca, respectivamente. Raros feldspatos sugere origem ígnea do protólito. **E-F)** Rocha com forte silicificação pervasiva cortada por finas vênulas de muscovita. Fds: feldspato; Ms: muscovita; Qtz: quartzo; Vug: cavidade.



Vênulas de quartzo em padrão anastomosado (Fig. 49C–D), e algumas vezes em padrão *stockwork*, representam o tipo de alteração mais comum desta unidade. Raros cristais de feldspato são observados, o que sugere a origem ígnea do protólito.

A silicificação da rocha foi pervasiva e muito intensa, com variáveis proporções de muscovita. Algumas amostras apresentam fragmentação rúptil e alteração hidrotermal fissural sericítica (Fig. 49E–F).

#### **9.4. Sistema Hidrotermal**

A alteração hidrotermal é reflexo da interação entre um fluido, de composição e temperatura variável, e uma rocha, um sólido de composição fixa. Altas razões fluido/rocha resultam em rochas com alteração pervasiva intensa, enquanto que baixas razões fluido/rocha resultam em rochas com alteração pervasiva fraca a alterações fissurais, a depender da temperatura de ambos.

A reatividade entre o fluido e a rocha é de extrema importância na geração do tipo de alteração hidrotermal, e esta pode ser analisada do ponto de vista químico. Por exemplo, a assembleia mineral gerada na alteração potássica de rochas máficas tende a formar mais biotita e magnetita do que a mesma alteração em rochas félsicas (Cooke *et al.*, 2014b), onde a presença de feldspato potássico e quartzo dominam. Esta diferença pode ser observada no depósito El Teniente, Chile, conforme descrito por Cannell *et al.* (2005).

Deste modo, os produtos de um sistema de alteração hidrotermal não dependem apenas da disponibilidade de fluido e da razão fluido/rocha, mas varia de acordo com a composição química do fluido e da rocha, além das condições de pressão, temperatura, pH e Eh.

Este estudo possibilitou a caracterização, pela primeira vez na área, de um conjunto de alterações hidrotermais magmáticas–hidrotermais (Anexo 3) que sugerem seu desenvolvimento em pelo menos dois estágios, com razões fluido/rocha distintas. A primeira delas, de alta razão fluido/rocha, resulta em alteração pervasiva das rochas, com intensidade média a forte. A segunda, de baixa razão fluido/rocha e alta pressão de fluido, resulta nas alterações fissurais tardias, que se apresentam na forma de vênulas e veios de composição variada.

Os dois tipos de alteração frequentemente ocorrem sobrepostas, e representam eventos multiepisódicos. A fase de alta razão fluido/rocha representa a fase inicial de alteração hidrotermal, de maior temperatura, e a fase de baixa razão fluido/rocha representa a fase final e tardia de alteração hidrotermal, de menor temperatura.

A alteração pervasiva seletiva ocorre distribuída por toda a área, assim como a alteração fissural. Os litotipos vulcânicos são, predominantemente, mais afetados pela alteração potássica com formação de biotita e magnetita, e pela alteração sódico-cálcica que

gera anfibólio hidrotermal. Rochas mais básicas, como o andesito basáltico, tendem a apresentar alteração propilítica mais desenvolvida. Os metassedimentos tendem a apresentar alteração sericítica e silicificação mais forte do que as rochas vulcânicas, apesar destas últimas, em alguns casos, apresentarem forte substituição do plagioclásio por sericita. A alteração fissural com vênulas brechóides ocorrem em maior número ao redor das zonas que apresentam vênulas de granada e anfibólio.

#### 9.4.1. *Alteração Pervasiva*

O tipo da alteração pervasiva varia de acordo com a composição da rocha e a composição do fluido de alteração. Esta alteração também ocorreu no estilo pervasivo seletivo, e afetou apenas os fenocristais de feldspato ou a matriz, em diferentes intensidades.

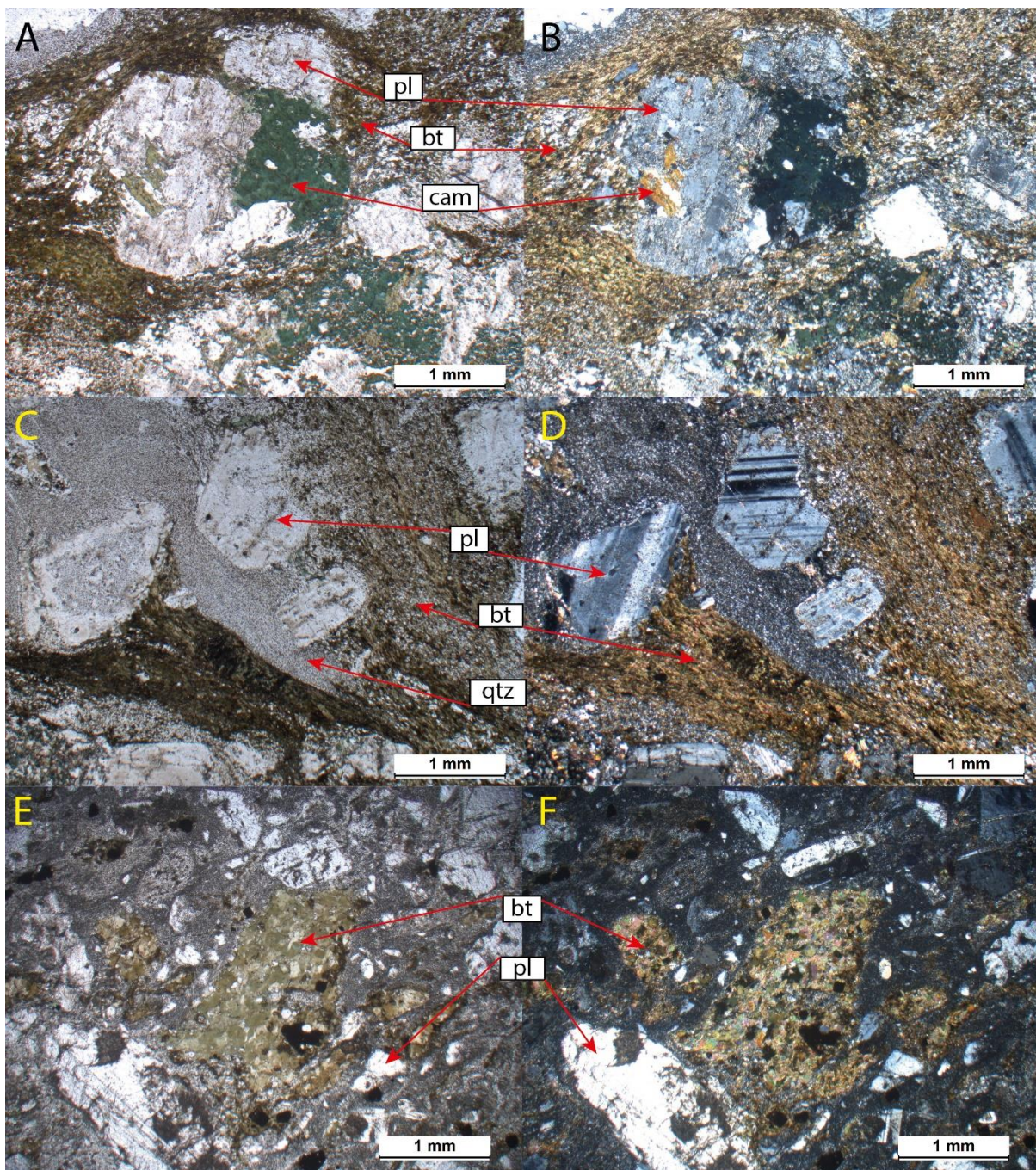
Os fenocristais de plagioclásio são muito reativos durante a alteração propilítica e sericítica e, em alguns casos, foram também afetados por alteração potássica de alta temperatura, com substituição por feldspato potássico + biotita verde a verde-acastanhado  $\pm$  magnetita  $\pm$  sulfetos, ou de menor temperatura, com biotita hidrotermal acompanhada por magnetita e sulfetos.

A alteração ferro-cálcica (Fig. 50A–B, Fig. 51) é representada pela formação de apatita e clinoanfibólio, caracterizado opticamente como hornblenda a hastingsita em fissuras. Esta transformação de plagioclásio para anfibólio não é recorrente e está relacionada com uma alteração de alta temperatura, e ocorre de modo restrito na área. A textura do clinoanfibólio hidrotermal é de substituição, e geralmente forma cristais alongados ou pseudomorfos sobre o plagioclásio. O anfibólio também foi alterado pela alteração potássica, com formação de lamelas e/ou agregados de biotita (Fig. 51E–F). Os cristais de minerais opacos parecem servir como gérmenes de cristalização, que propicia a formação de cristais hidrotermais de granulação maior, tanto de apatita como de anfibólio.

A alteração potássica (Fig. 50C–D) é caracterizada principalmente pela formação de biotita e magnetita na matriz, que substitui principalmente os minerais máficos. Em alguns casos, onde a alteração hidrotermal é intensa e a razão fluido/rocha é maior, pode ocorrer a substituição completa do feldspato por biotita (Fig. 50E–F), mas este tipo de alteração não é frequente. A biotita hidrotermal forma pequenos cristais, com aspecto flocular, e textura em rede e em padrão anastomosado.

Em alguns casos houve substituição do plagioclásio (Fig. 52A–B) por feldspato potássico, por vezes com geminação polissintética. Estes cristais, quanto mais potassificados, apresentam maior perda de sua continuidade óptica. A potassificação também pode ser visualmente reconhecida pela cor marrom e aspecto corroído que os cristais adquirem.

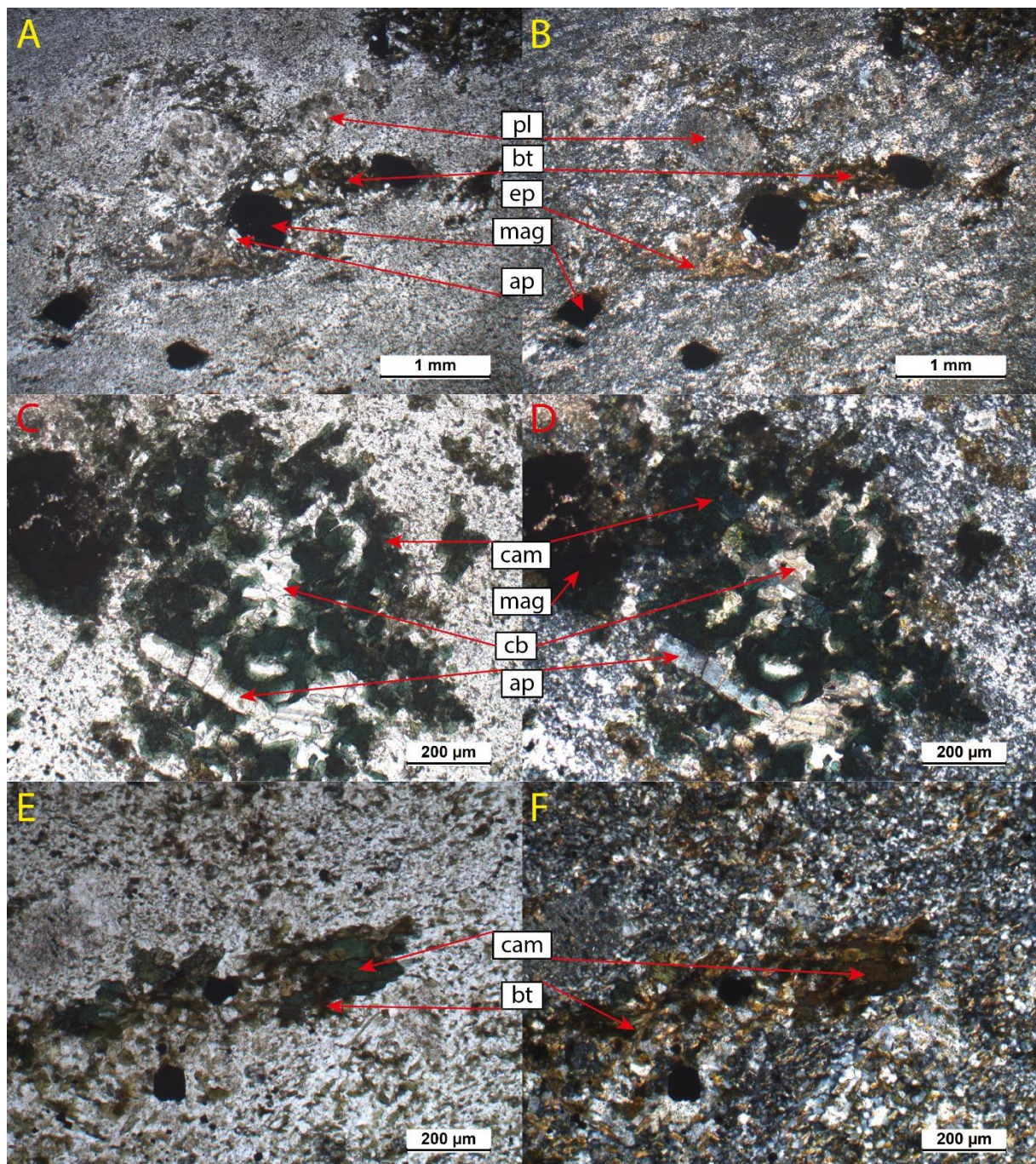




**Figura 50.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Fenocristal de plagioclásio com alteração potássica, representada pela formação de biotita, e ferro-cálcica, representada pela formação de clinoanfibólio. O fenocristal apresenta leve deformação associada temporalmente com a alteração hidrotermal. **C-D)** Fenocristais de plagioclásio em matriz composta por quartzo fino e alteração potássica caracterizada pela formação de biotita, a qual apresenta textura de fluxo hidrotermal bem marcado. **E-F)** Fenocristais de plagioclásio totalmente substituídos por biotita flocular em matriz muito fina. Bt: biotita; Cam: clinoanfibólio; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.

Os fenocristais de plagioclásio são particularmente reativos com os fluidos das alterações sericítica e clorítica (Fig. 52C–D). A alteração propilítica (Fig. 52D–F) sobre estes cristais resultou em associações com epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  albita  $\pm$  carbonato em proporções variáveis, de acordo com a composição do fluido hidrotermal.



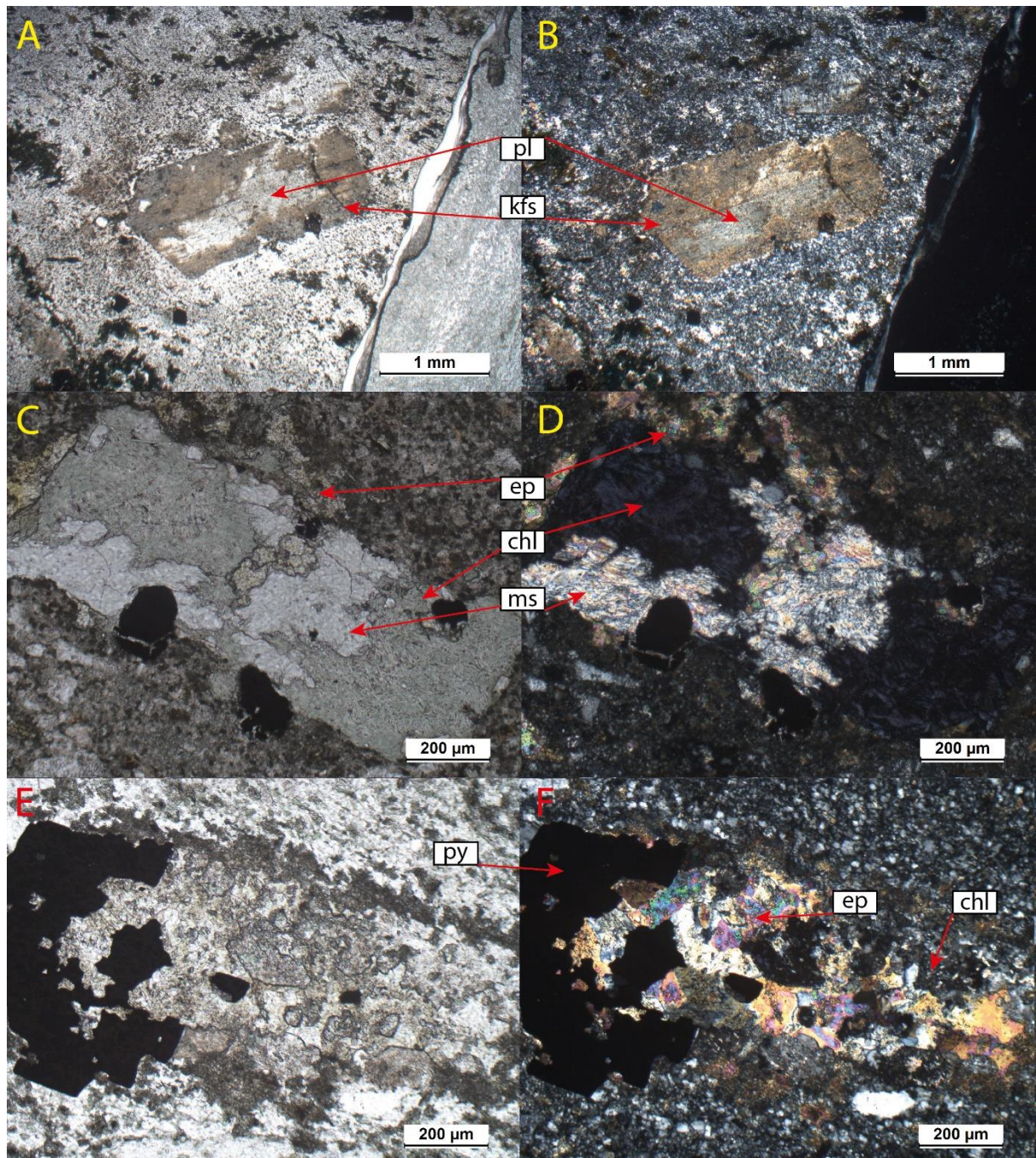


**Figura 51.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Sombra de pressão formada em cristal de magnetita de granulação grossa, evidência de cristalização da assembleia hidrotermal durante deformação. **C-D)** Cristais hidrotermais de clinoanfíbólio, carbonato e apatita associados a magnetita. **E-F)** Cristais de clinoanfíbólio com alteração para biotita. Ap: apatita; Bt: Biotita; Cam: clinoanfíbólio; Cb: carbonato; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio.

Em geral, os filossilicatos que resultam da alteração dos feldspatos, sejam estes fenocristais ou da matriz, e de outros minerais ferro-magnesianos, apresentam-se com formas alongadas, finíssimas placas e agregados radiados e contatos predominantemente



interdigitados, sem orientação preferencial, ou concentrados nos planos de clivagem e fratura dos cristais.



**Figura 52.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Fenocristal de plagioclásio potassificado. A potassificação pode ser reconhecida pela perda da continuidade óptica do cristal, pela cor marrom e pelo aspecto corroído que a borda do cristal adquire. **C-D)** Fenocristal de plagioclásio substituído completamente por sericita, com parcial sobreposição de alteração clorítica. **E-F)** Fenocristal de plagioclásio substituído por epidoto e clorita, com formação de um grande cristal de pirita associado. Chl: clorita; Ep: epidoto; Ms: muscovita; Kfs: feldspato potássico; Pl: plagioclásio; Py: pirita.

#### 9.4.2. Alteração Fissural

A alteração fissural representa uma fase tardia de cada pulso do sistema magmático-hidrotermal, e possui baixa razão fluido/rocha. Este tipo de alteração pode formar veios ( $> 1$  cm) e vênulas ( $< 1$  cm) de morfologia e composição variável.

A morfologia deste tipo de alteração está relacionada com a diferença de temperatura entre o fluido e a rocha. Contatos sinuosos e lobados estão associados a pequena diferença de temperatura entre o fluido/rocha, enquanto que contatos retilíneos indicam alta diferença de temperatura no momento da passagem do fluido. Assembleias minerais de maior temperatura, como vênulas de biotita e magnetita, estão associadas a primeira fase de alteração hidrotermal e tendem a apresentar contatos mais sinuosos (Fig. 53). As vênulas de epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonato, que representam alterações de menor temperatura, e geralmente dos estágios finais do sistema de alteração hidrotermal, possuem contatos predominantemente retilíneos (Fig. 54). Este último tipo de alteração comumente gera texturas brechóides no interior das alterações fissurais, ou dentro da rocha em sua parte proximal.

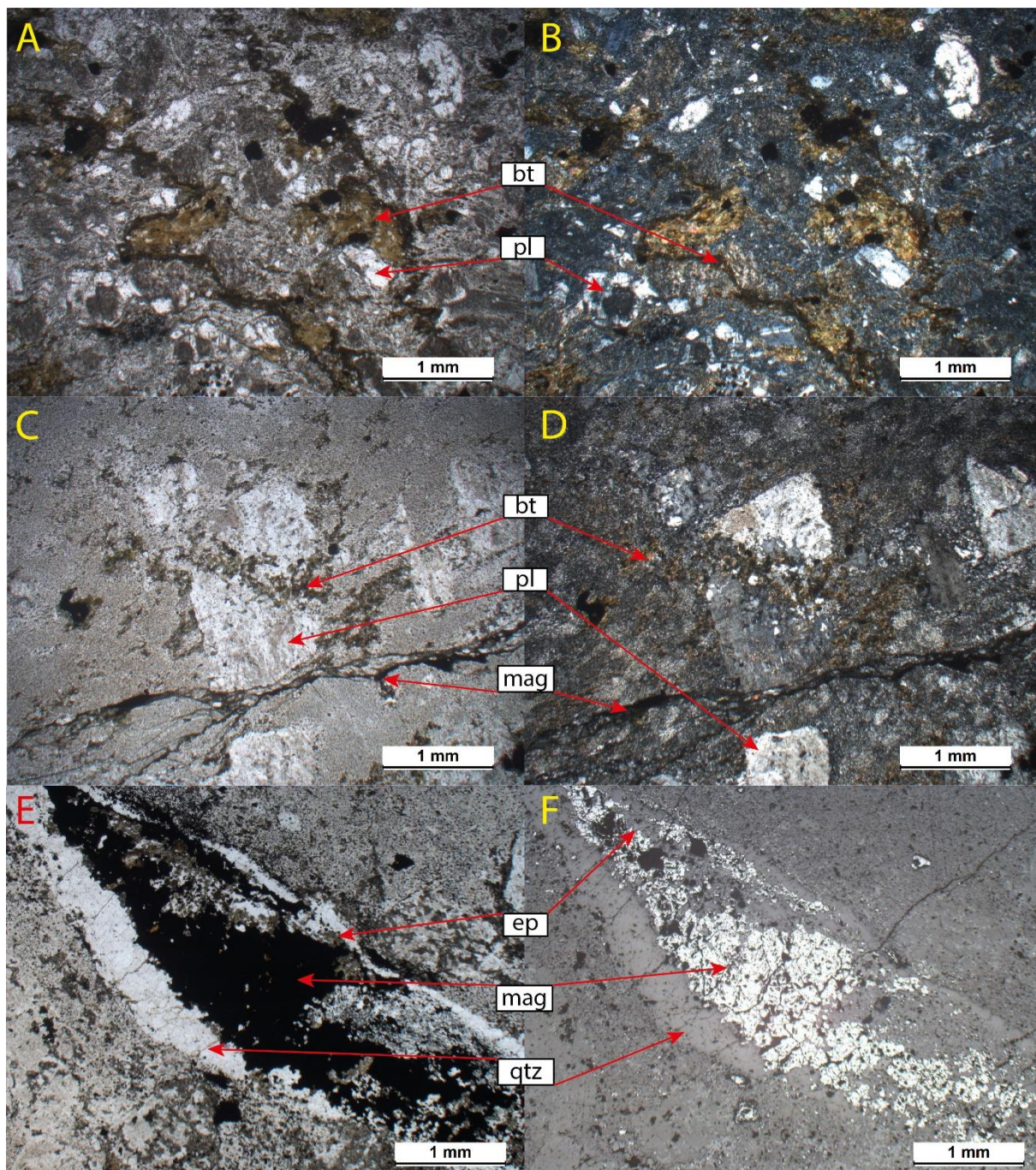
A composição química destas alterações fissurais é representada por proporções variadas de epidoto  $\pm$  clorita  $\pm$  clinozoisita  $\pm$  carbonato. Esta variação reflete mudanças na atividade de  $\text{OH}^-$ ,  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ , e  $\text{CO}_3^{2-}$  do fluido durante o desenvolvimento do sistema hidrotermal.

Entretanto, em diversas amostras observa-se a presença de vênulas de composição não usual ou não recorrente na área de estudo. Estas consistem em vênulas de titanita (Fig. 55A–B), vênulas com granada (Fig. 55C–D) e vênulas com hastingsita (Fig. 55E–F).

As vênulas de titanita representam um fluido relativamente reduzido, enquanto que as vênulas de granada sugerem a presença de intrusões graníticas em sua proximidade. As vênulas com hastingsita são mais raras e ocorrem predominantemente na porção central da área de estudo. Vênulas deste tipo não comuns em alterações hidrotermais associadas a pórfiros e sua associação com a granada, assim como a formação de hornblenda a partir de agregados de clinopiroxênio é sugestiva de metamorfismo de contato, o que poderia ter causado por intrusões graníticas ou máficas nas proximidades.

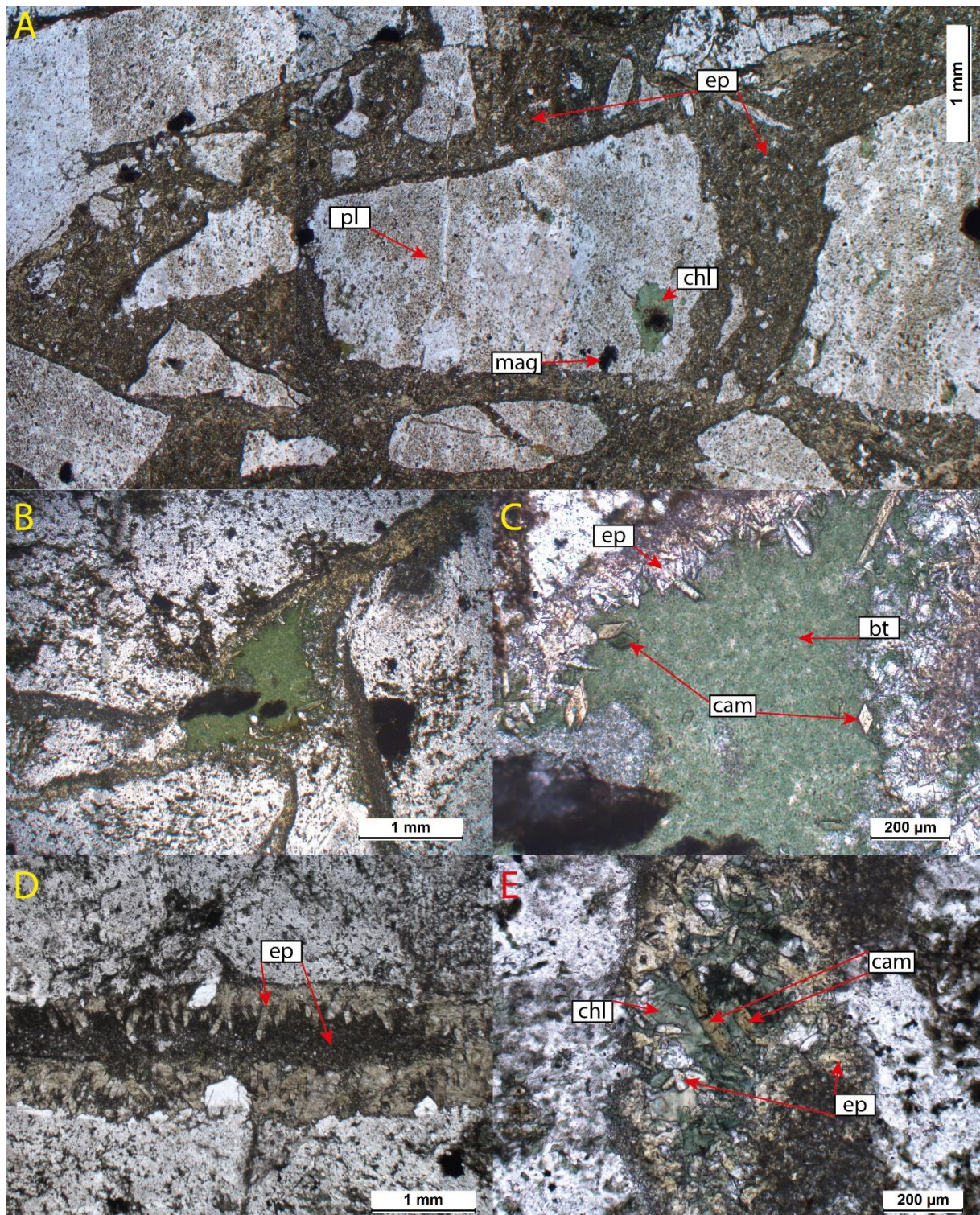
De modo geral, a alteração fissural tardia representa a fase de baixa temperatura e baixa razão fluido/rocha do sistema de alteração hidrotermal, e a mudança da proporção entre os minerais constituintes destas vênulas está diretamente relacionada com a evolução química do fluido. O sistema de vênulas se superpõe às zonas de alteração pervasiva e suas texturas indicam alojamento preferencial em estruturas preexistentes, como microfalhas, fraturas e em estruturas geradas por fraturamento hidráulico, e formam vênulas e vênulas de brechas hidrotermais.





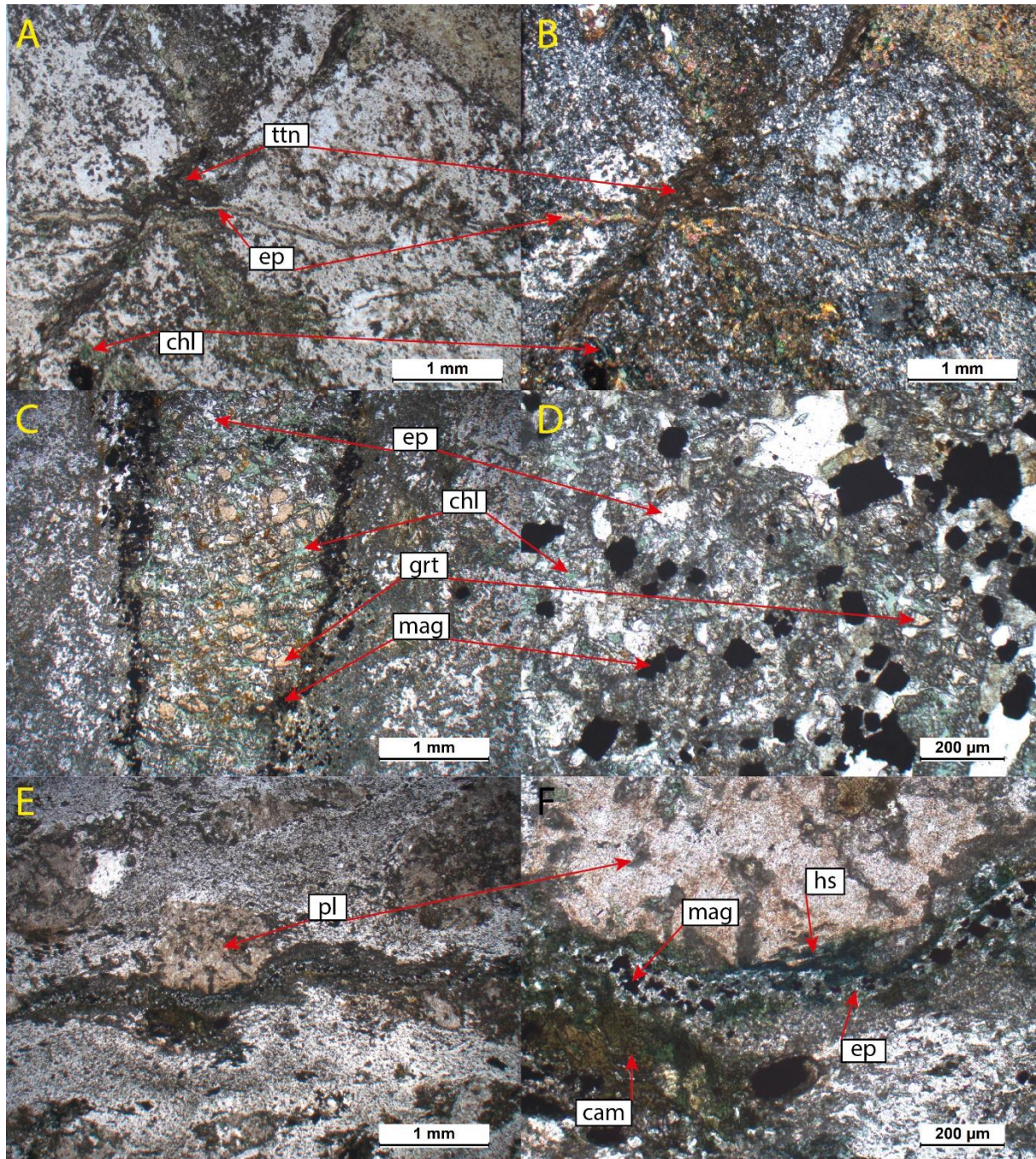
**Figura 53.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Vênula sinuosa de biotita em andesito a dacito porfirítico. A alteração fissural, ao encontrar cristais de feldspato os afeta pervasivamente. **C-D)** Fenocristal de plagioclásio com alteração de biotita em planos de fratura e alteração posterior de magnetita. **E-F)** Vênula com contatos sinuosos, composta predominantemente por magnetita, com quartzo e epidoto.





**Figura 54.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. Alterações fissurais tardias, que representam fluidos com diferentes atividades de cálcio, magnésio, potássio e ferro. **A)** Vênula de brecha, possivelmente hidrotermal, com epidoto de granulação fina e fragmentos de plagioclásio e quartzo. **B-C)** Vênulas e cavidade, com epidoto, biotita verde e clinoanfíbólio. O epidoto ocorre nas bordas da cavidade e os cristais orientam-se para o centro, que indica tratar-se de uma cavidade, posteriormente preenchida pela biotita verde e alguns cristais de clinoanfíbólio. **D)** Vênula formada por dois tipos texturais de epidoto, um bem cristalizado nas bordas da vênula, e outro fino em seu interior. **E)** Vênula formada por cristais de epidoto, clorita e clinoanfíbólio. Bt: biotita; Cam: clinoanfíbólio; Chl: clorita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio.





**Figura 55.** As fotomicrografias a direita foram capturadas com os polarizadores cruzados. **A-B)** Alteração fissural rica em titanita, cortada por vênula de epidoto. **C-D)** Vênula zonada, formada por magnetita nas bordas e cristais fragmentados de epidoto e granada em seu interior, envolvidos por clorita de granulação muito fina. **E-F)** Vênula composta por epidoto  $\pm$  clinozoisita  $\pm$  quartzo e magnetita, com bordas que apresentam formação de hastingsita e clinoanfíbólio. Cam: clinoanfíbólio; Chl: clorita; Ep: epidoto; Grt: granada; Hs: hastingsita; Mag: magnetita; Pl: plagioclásio; Ttn: titanita.

#### 9.4.3. Sulfetos e Vênula Tipo-A

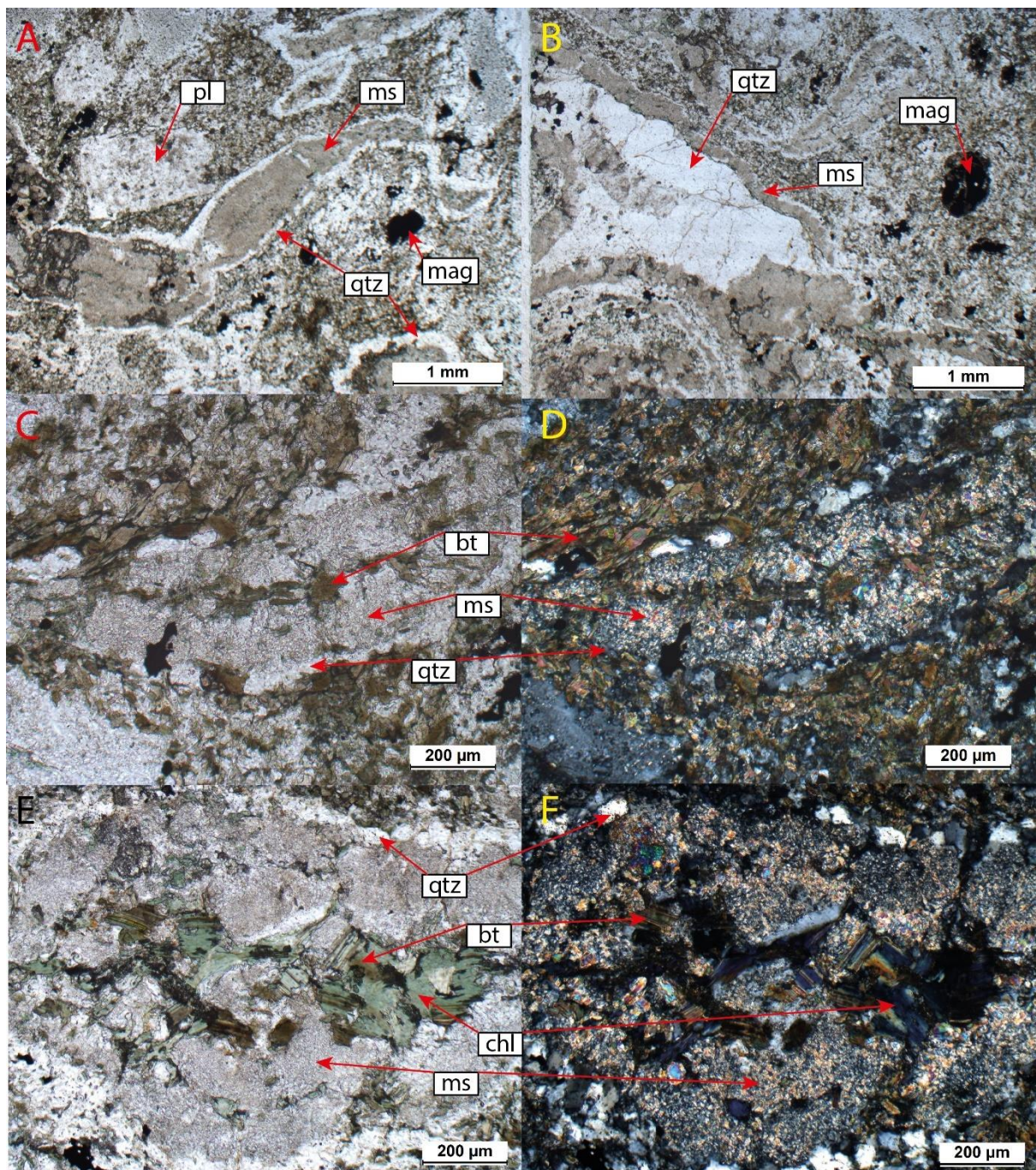
Grande parte dos sulfetos (calcopirita, esfalerita e pirita) ocorrem disseminados nas rochas. Em alguns casos, estes ocorrem inclusos em minerais, como no epidoto e na clorita, e em biotita ou anfibólio. Quando inclusos em anfibólio ígneo, podem representar sulfetos magmáticos, mas a grande maioria foram precipitados a partir de fluidos hidrotermal, como indicado pelos minerais que os hospedam ou aos quais se associam. A presença de inclusões de sulfetos ígneos em anfibólios é considerado um importante indicador para potencialidade para formação de mineralizações do tipo pórfiro, como ressaltado por Richards (2011).

Vênulas do tipo A (Gustafson & Hunt, 1975) características do sistema pórfiro são formada por quartzo + calcopirita, às quais houve a superimposição de vênulas com epidoto + esfalerita, são comuns em rochas com alteração hidrotermal pervasiva da matriz, e alteração intensa dos fenocristais. A sequência de alteração destas rochas consiste inicialmente em potassificação, caracterizada pela formação de biotita + magnetita e entrada de potássio no plagioclásio, seguida pela sericitização, com formação de muscovita, sobreposta por silicificação. Por fim, a biotita hidrotermal e as relíquias de anfibólio e de biotita ígnea foram cloritizadas, muitas vezes de modo muito intenso, durante a alteração propilítica, com formação principalmente de epidoto + clorita.

As vênulas que cortam a rocha indicam a mesma evolução do fluido, e mesma sequência de eventos (Fig. 56), com quartzo nas bordas que grada para um interior composto por sericita e núcleo de biotita cloritizada. Estas vênulas possuem contatos irregulares, que sugerem pequena diferença de temperatura entre o fluido e a rocha no momento de sua alteração. Em alguns pontos é possível identificar a presença de pequenas cavidades preenchidas por minerais hidrotermal (Fig. 56B), que sugere um ambiente de formação raso na crosta para a cristalização desta rocha. Nesta rocha é encontrada a maior concentração de sulfetos, os quais se associam a vênulas de espessura média de 0,5 cm, compostas por calcopirita, esfalerita, epidoto e quartzo (Fig. 57).

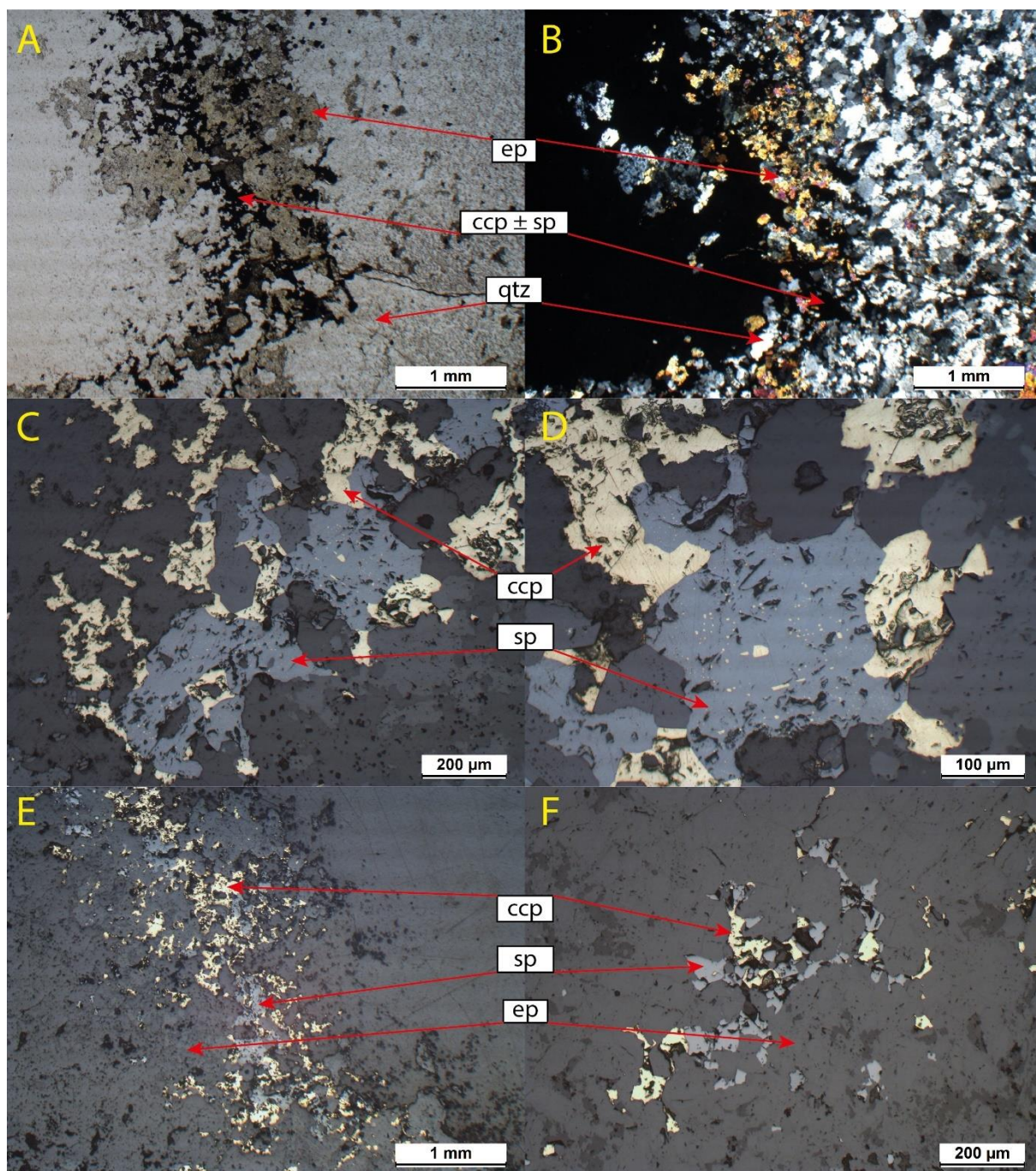
A sobreposição de sulfetos associados a alteração de maior temperatura, como a calcopirita, por sulfetos associados a alteração de menor temperatura, esfalerita, gera uma feição descrita como doença da calcopirita (*chalcopyrite disease*, Fig. 57C e D), e é mais uma evidência da sobreposição de alteração hidrotermal que ocorre na área de estudo.





**Figura 56. A)** Vênulas sinuosas de alteração hidrotermal fissural, compostas por quartzo na borda e muscovita em seu interior. A rocha apresenta fenocristais de plagioclásio com alteração potássica e formação de biotita hidrotermal na matriz. **B)** Cavidade preenchida por quartzo, e muscovita nas bordas. **C-D-E-F)** Vênulas zonadas, com quartzo na borda e muscovita em seu interior. O núcleo destas vênulas é composto por biotita cloritizada, e indica a evolução do fluido de alteração, de baixa temperatura a maior temperatura. Estas vênulas são sobrepostas por epidotização e cloritização. Bt: biotita; Chl: clorita; Mag: magnetita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.





**Figura 57. A-B)** Vênula do tipo-A, composta por quartzo + calcopirita, sobreposta por epidoto e esfalerita. **B-C)** Calcopirita e esfalerita em vênula composta por quartzo e epidoto. A esfalerita apresenta pequenas inclusões de calcopirita, feição conhecida como *chalcopirite disease*. **E-F)** Calcopirita incluída em vênula composta por esfalerita e epidoto.



### 10.1. Litogeoquímica e Classificação Petrogenética

**A Alkaline/Subalkaline Classification Diagram**

Y-axis:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (wt%) [Locked]

X-axis:  $\text{SiO}_2$  (wt%) [Locked]

Regions: Alkaline, Subalkaline

n = 73

**B Aluminum Saturation Index vs  $\text{SiO}_2$  (Frost and Frost, 2008)**

Y-axis: ASI =  $\text{Al} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Ti})$  molar [Locked]

X-axis:  $\text{SiO}_2$  (wt%) [Locked]

Regions: Peraluminous, Metaluminous

n = 73

**C TAS Classification Diagram**

Y-axis:  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (wt%) [Locked]

X-axis:  $\text{SiO}_2$  (wt%) [Locked]

Regions: Phonolite, Tephritophonolite, Trachyte, Trachydacite, Foidite, Phonotephrite, Trachyandesite, Rhyolite, Tephrite/Basanite, Basaltic Trachyandesite, Trachybasalt, Basalt, Basaltic andesite, Andesite, Dacite, Picrobasalt

n = 73

**D Volcanic Rocks Modified (Pearce 1996)**

Y-axis: Zr/Ti [Locked]

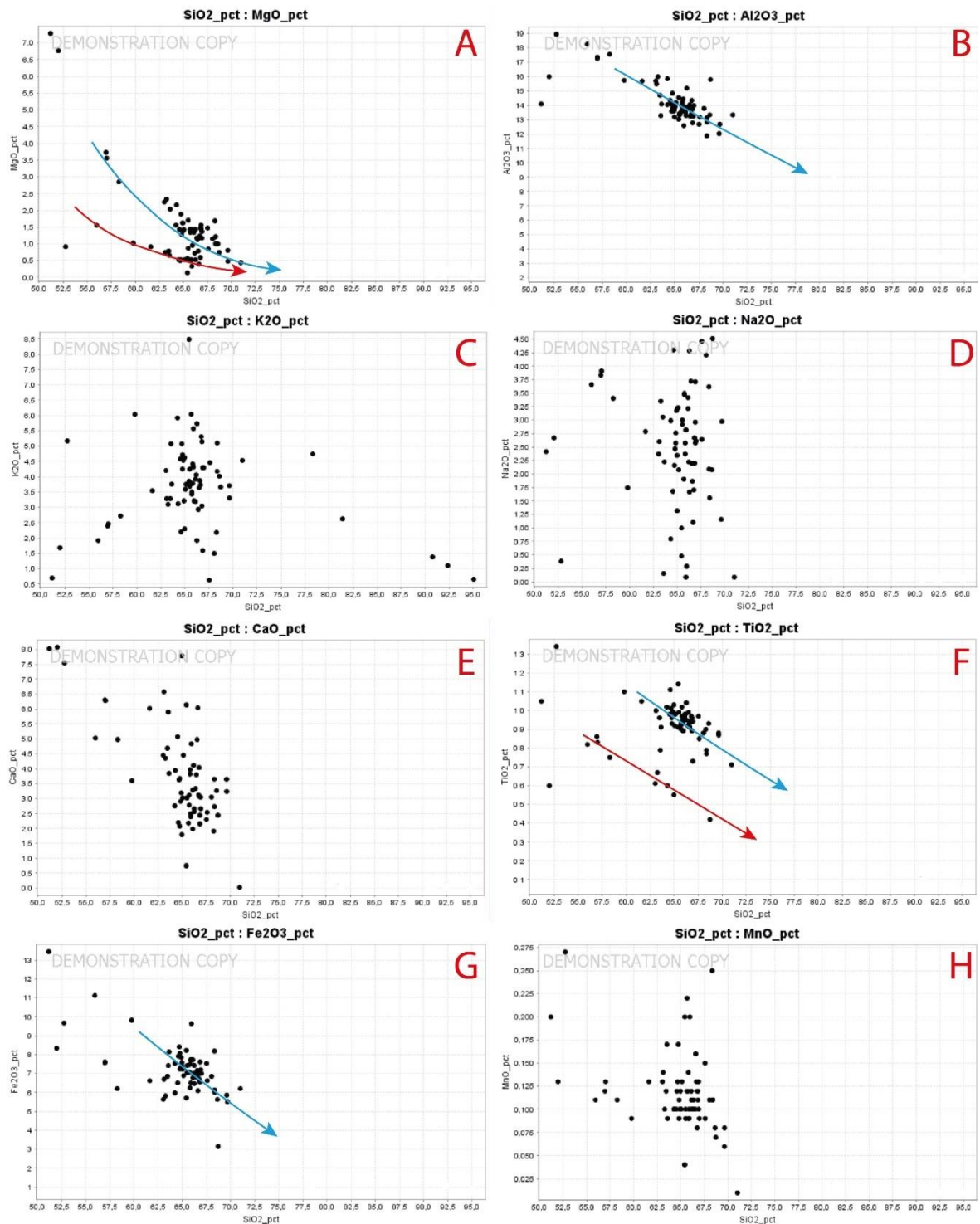
X-axis:  $\text{Nb}/\text{Y}$  [Locked]

Regions: Evolved, Intermediate, Basic, Sub-Alkaline, Alkaline, Ultra-Alkaline, Rhyolite Dacite, Alkali Rhyolite, Phonolite, Tephritophonolite, Trachyte, Trachy Andesite, Andesite Basaltic - Andesite, Basalt, Alkali Basalt, Foidite

n = 73

**Figura 58.** Composição das rochas, que evidenciam uma série cálcio-alcalina, com predominância de rochas de composição dacítica, peraluminosas e subalcalinas, com leve tendência alcalina. **A)** Diagrama de classificação de alcalinidade, segundo Frost & Frost (2008). **B)** Diagrama de índice de alumina saturação, segundo Frost & Frost (2008). **C)** Diagrama TAS para classificação litológica, segundo Le Maitre *et al.* (1989). **D)** Diagrama de classificação litológica de Pearce (1996), que utiliza as razões Nb/Y e Zr/Ti para caracterizar os litotipos.

Os diagramas do tipo Harker (Fig. 59) são utilizados para determinar a existência de tendências evolutivas associadas aos óxidos de elementos maiores com relação ao enriquecimento em sílica (Rollinson, 1993).

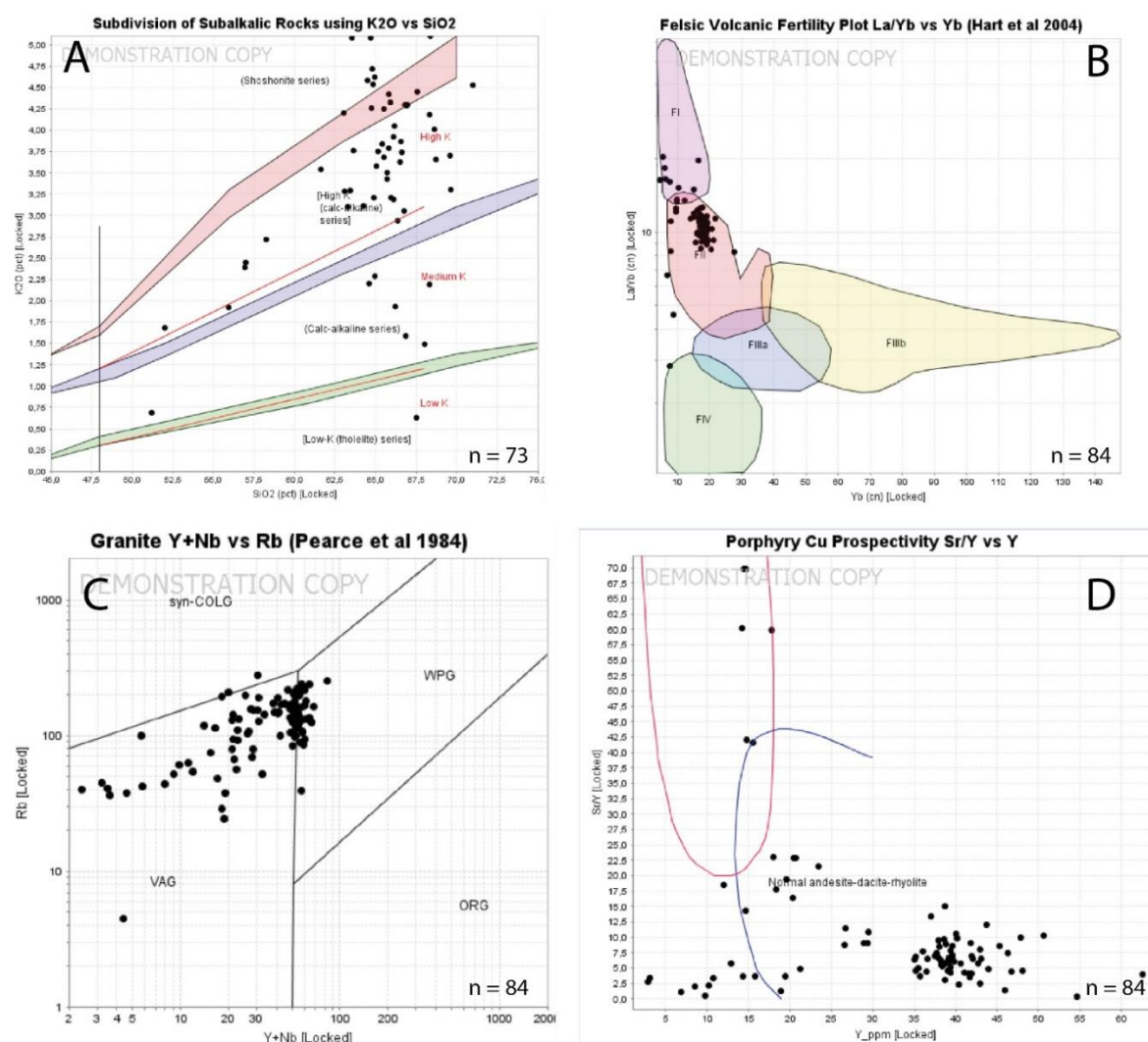


**Figura 59.** Diagramas Harker para 73 das amostras de rocha da área de estudo. **A)**  $\text{SiO}_2 \times \text{MgO}$ ; **B)**  $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ ; **C)**  $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ ; **D)**  $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}$ ; **E)**  $\text{SiO}_2 \times \text{CaO}$ ; **F)**  $\text{SiO}_2 \times \text{TiO}_2$ ; **G)**  $\text{SiO}_2 \times \text{Fe}_2\text{O}_3$ ; **H)**  $\text{SiO}_2 \times \text{MnO}$ . Os diagramas mostram, em geral, uma tendência de correlação negativa com a sílica evidente no diagrama do magnésio, alumínio, titânio e ferro. Os diagramas de potássio, sódio e cálcio apresentam tendências verticais com dados dispersos, o que indica a influência do hidrotermalismo.

Estas rochas subalcalinas apresentam tendências de composições mais alcalinas, chegando a composições shoshoníticas (Fig. 60A–B). Este comportamento é devido, ao

menos em parte, às alterações hidrotermais potássicas, com biotita e feldspato potássico, e sericítica. Sua gênese está relacionada com ambientes de arco vulcânico com tendência a ambiente de intraplaca (Fig. 60C).

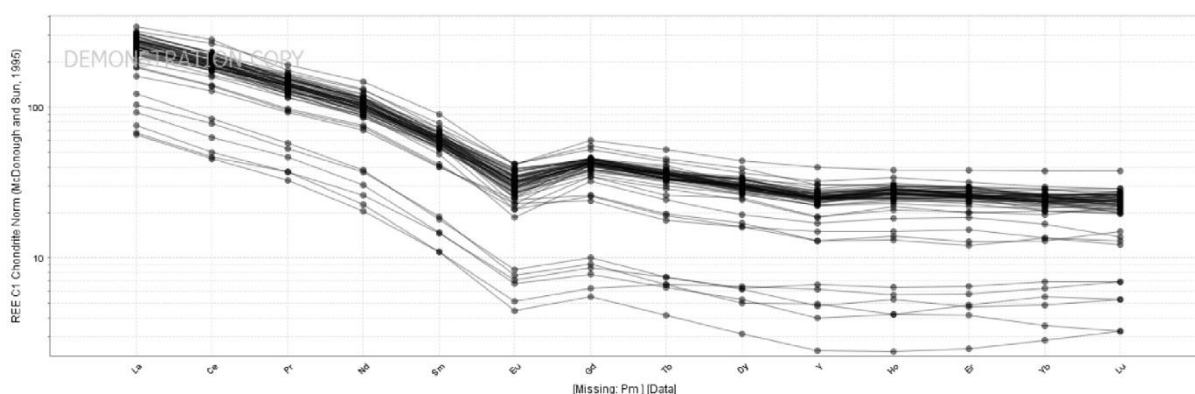
Segundo Richards (2011) e Loucks (2014), a possibilidade de geração de um depósito está diretamente relacionada com a presença de água no magma. As rochas da área de estudo apresentam duas tendências de evolução, uma delas proveniente das suítes derivadas de rochas adakíticas (Fig. 60D).



**Figura 60.** As rochas da área de estudo apresentam características químicas da série cálcio-alcálica, com predominância dos membros de alto potássio. São rochas hidratadas, formadas em ambiente de arco vulcânico que evoluem para ambiente de interior de placa. **A)** Diagrama de subdivisão para rochas subalcalinas, segundo Le Maitre *et al.* (1989) e Rickwood (1989). **B)** Diagrama de classificação para rochas vulcânicas félsicas, segundo Hart *et al.* (2014). FI e FII: rochas de composição dacíticas a riolíticas com afinidade alcalina a cálcio-alcálica; FIIIa e FIIIb: rochas de composição riódacíticas e riolíticas com alto teor de sílica e afinidade tholeiítica; FIV: rochas de composição riolítica com alto teor de sílica e afinidade tholeiítica. **C)** Diagrama de classificação do ambiente tectônico de formação de rochas graníticas, segundo Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG: rochas de ambiente sincolisional; WPG: rochas de ambiente de interior de placa; VAG: rochas de ambiente de arco vulcânico; ORG: rochas de ambiente de dorsal oceânica. **D)** Diagrama de classificação de rochas adakíticas com base na razão Sr/Y e Y, segundo Richards & Kerrich (2007). O gráfico sugere a presença de dois *trends* evolutivos, proveniente das rochas adakíticas e outro em direção das rochas vulcânicas consideradas normais, sem protólito hidratado.

Os diagramas de óxido de magnésio e titânio sugerem a presença de duas tendências evolutivas (Fig. 59A–F), entretanto esta separação não é possível para os outros óxidos. Os diagramas apresentam tendência negativa com o aumento de sílica, com exceção do óxido de potássio, sódio e cálcio (Fig. 59C–D–E). Estes últimos possuem uma dispersão principalmente na ordenada, que reflete o metassomatismo destes elementos nas rochas da área de estudo.

O diagrama de elementos terras raras (Fig. 61) também sugere presença de duas suítes com padrões de fracionamento semelhantes. Estes padrões consistem no fracionamento de elementos terras raras médios e pesados, que indica a cristalização de anfibólio em magmas hidratados (Richards, 2011), e da anomalia negativa de európio, que indica a cristalização de plagioclásio.



**Figura 61.** Diagrama *spider* para elementos terras raras, normalizado por condrito de McDonough & Sun (1995). As rochas de ambas tendências sugeridas apresentam fracionamento de elementos terras raras pesados e médios, além de fraco fracionamento de Eu, características estas interpretadas como decorrentes de cristalização fracionada de anfibólio em magmas hidratados e de plagioclásio, respectivamente (Richards, 2011).

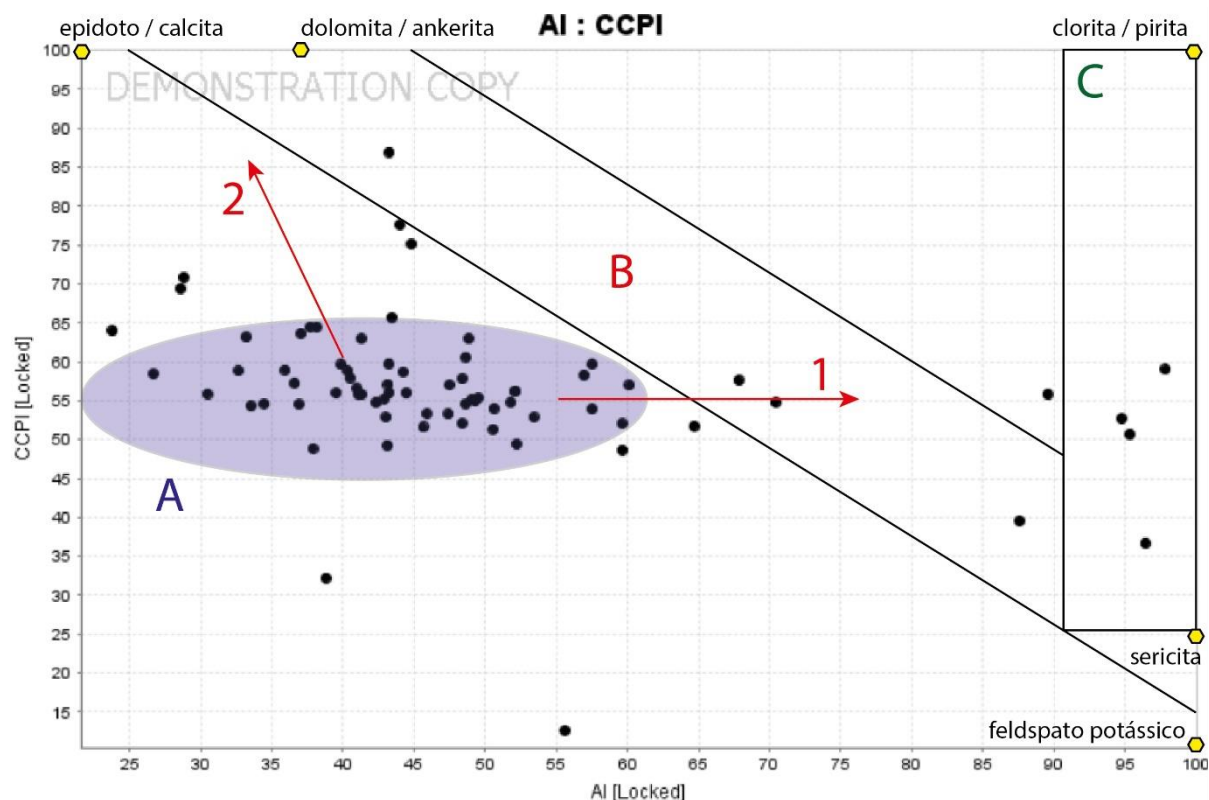
## 10.2. Índices de Alteração Hidrotermal

Com base nos trabalhos de Ishikawa *et al.* (1976) e Large *et al.* (2001), foi construído o *Alteration Box Plot* (Fig. 62). Este gráfico permite a identificação de potenciais litotipos hospedeiros para a mineralização, além de determinar *trends* de alteração hidrotermal.

É possível observar nestes diagramas que a alteração hidrotermal define tendências principalmente para a formação de clorita e sericita (Fig. 62, 1), e epidoto e carbonatos (Fig. 62, 2), o que caracteriza alteração propilitica, clorítica e sericítica, amplamente distribuídas na área de estudo.

Existem algumas amostras que plotam no campo das rochas potencialmente hospedeiras para mineralização (Fig. 62, B), e refletem principalmente rochas de composição intermediária.





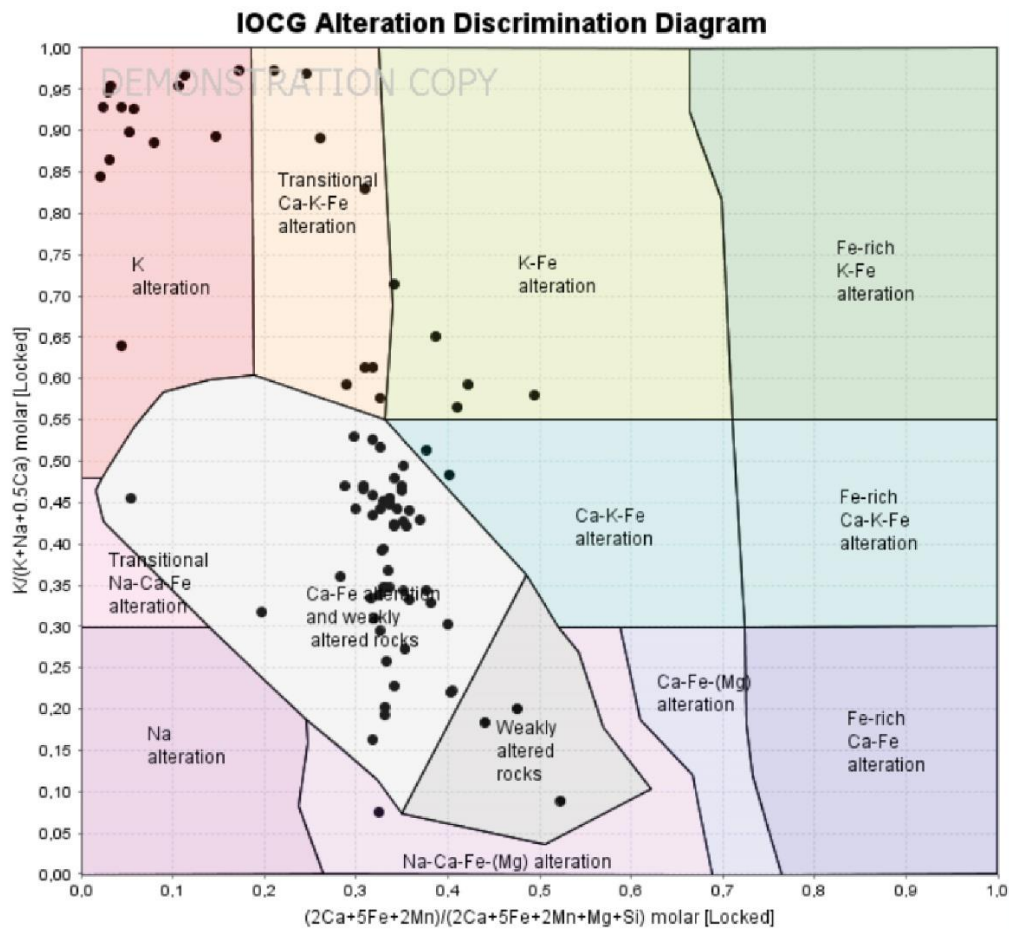
**Figura 62.** *Alteration Box Plot*, Segundo Large *et al.* (2001). **A)** Campo das rochas pouco hidrotermalizadas. **B)** Campo das potenciais rochas hospedeiras para a mineralizações do tipo VMS. **C)** Campo das rochas com forte alteração hidrotermal. **1)** Alteração hidrotermal com tendência para cloritização e sericitização. **2)** Alteração hidrotermal com tendência para carbonatação. **Al:**  $100 \cdot (K_2O + MgO) / (K_2O + MgO + Na_2O + CaO)$ ; **CCPI:**  $100 \cdot (MgO + FeO) / (MgO + FeO + Na_2O + K_2O)$ .

Com intuito de melhor ilustrar a evolução química da alteração hidrotermal, utilizou-se o diagrama de Montreuil *et al.* (2013), que busca discriminar as alterações associadas a depósitos do tipo IOCG.

De modo semelhante ao *Alteration Box Plot*, o diagrama de alteração hidrotermal para IOCG (Fig. 63) indica a predominância de rochas com médio a fraco grau de alteração hidrotermal, e composição que reflete principalmente a fase de alteração propilítica e epidotização fissural, representados por alterações com Ca e Fe.

O campo de alteração K–Fe se relaciona com as rochas que apresentam alteração hidrotermal com magnetita, pirita  $\pm$  biotita, enquanto que o campo Ca–K–Fe está relacionado com rochas que apresentam tanto alteração potássica e propilítica, que grada para alteração sericítica.

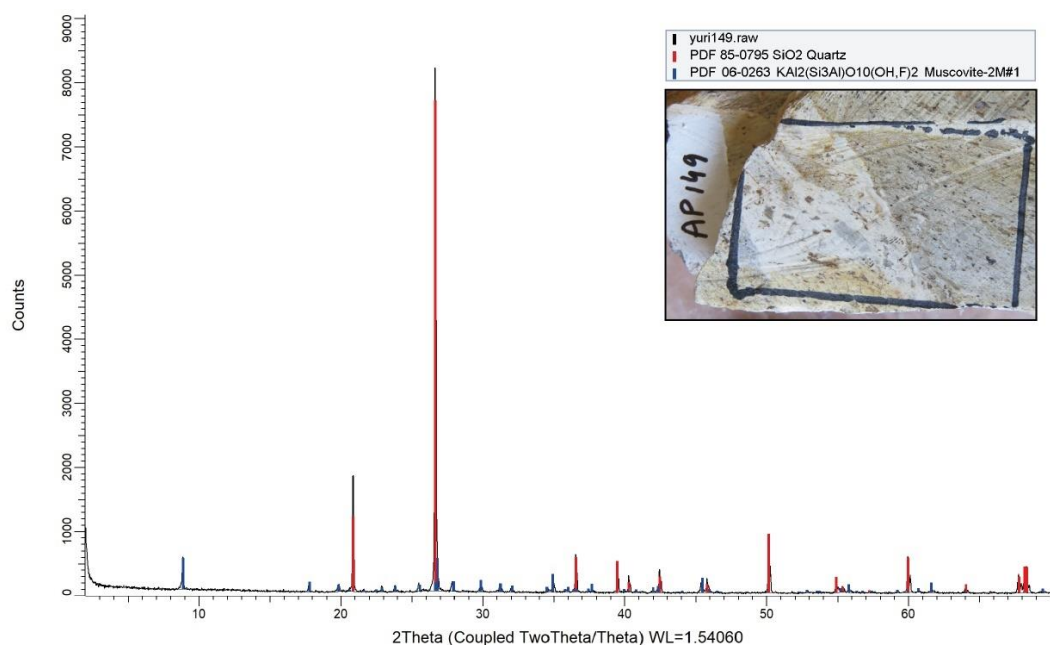
A alteração hidrotermal evolui composicionalmente em direção ao campo da alteração potássica, que representa principalmente a fase de alteração sericítica. A formação de biotita hidrotermal também pode ser associada a este campo.



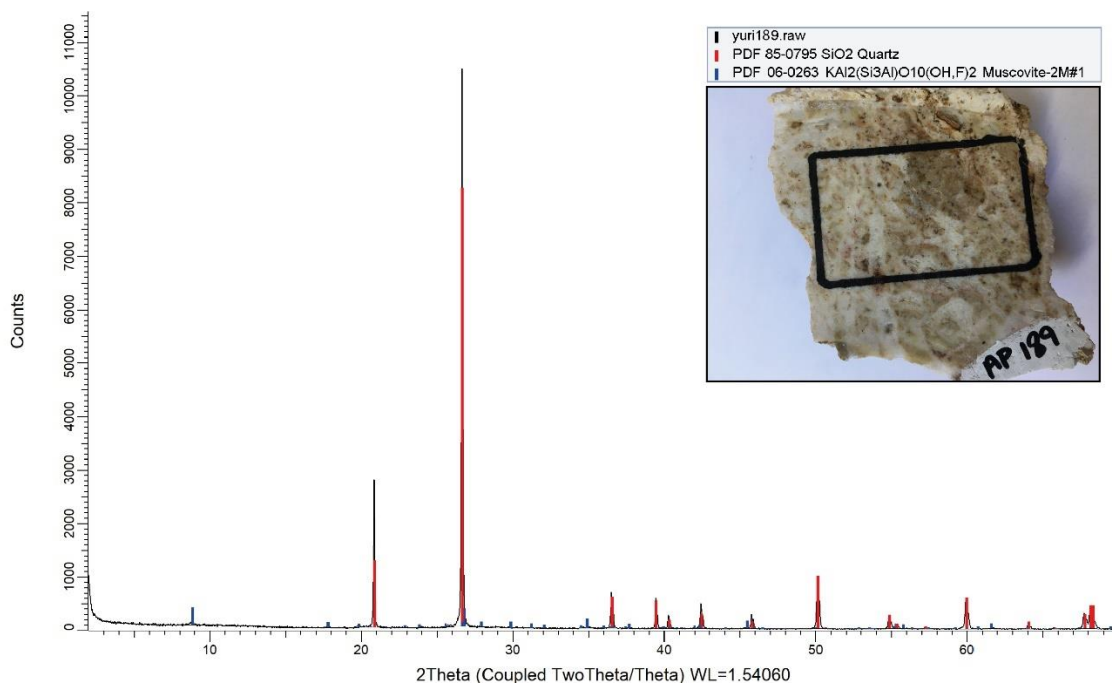
**Figura 63.** Diagrama de classificação para alteração hidrotermal associada a depósitos do tipo IOCG, segundo Montreuil *et al.* (2013). As rochas da área de estudo se encontram predominantemente no campo das rochas com fraca alteração de Ca e Fe, representado pela formação de epidoto, e gradam para este campo a partir do campo de alteração potássica, representada pela formação de muscovita.

### 10.3. Difração de Raios-X

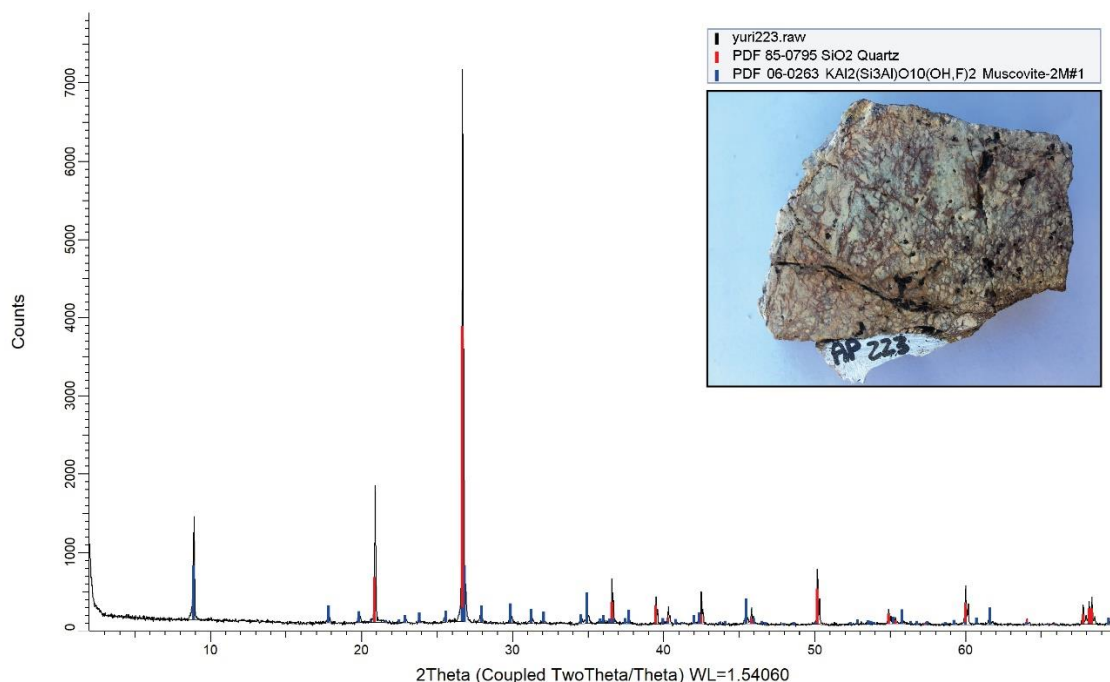
As análises de difração de raios X para caracterização de filossilicatos das zonas de alterações hidrotermais mapeadas como sericíticas e epitermais resultou na presença predominantemente de muscovita e quartzo e ausência de argilas nestas alterações (Fig. 64, 65 e 66).



**Figura 64.** Resultado de análise de difração de raios-X para fração argila da amostra AP-149. Os picos em 21Å e 27Å concentra grande parte dos minerais analisados, sendo referentes ao quartzo. O pico em 9Å é referente à muscovita, que ocorre em baixa proporção. Picos em torno de 14Å, esperado para argilas, não são observados.



**Figura 65.** Resultado de análise de difração de raios-X para fração argila da amostra AP-189. Os picos em 21Å e 27Å concentra grande parte dos minerais analisados, sendo referentes ao quartzo. O pico em 9Å é referente à muscovita, que ocorre em baixíssima proporção. Picos em torno de 14Å, esperado para argilas, não são observados.



**Figura 66.** Resultado de análise de difração de raios-X para fração argila da amostra AP-223. Os picos em 21Å e 27Å concentra grande parte dos minerais analisados, sendo referentes ao quartzo. O pico em 9Å é referente à muscovita, que ocorre em menor proporção. Picos em torno de 14Å, esperado para argilas, não são observados.

A ausência de argilas nestas alterações indica uma temperatura mais elevada para sua formação, que indica um sistema epitermal mais profundo, com possibilidade de ser proximal às zonas de alteração do tipo pórfiro.

A presença de argilas poderia ser ressaltada, se presentes, caso a preparação das amostras fosse realizada por separação via decantação. Este procedimento eliminaria da fração analisada minerais mais densos como o quartzo, responsável pela grande maioria das contagens. Julgou-se desnecessário tal procedimento, visto que nenhum pico de argila foi observado.

#### 10.4. Identificação de Minerais em Microscópio Eletrônico de Varredura

Imagens de *backscattering eletron* (BSE) e análises EDS foram utilizadas principalmente para identificar zonamentos composicionais em minerais nos quais não é possível reconhecer estas feições por meio da descrição petrográfica.

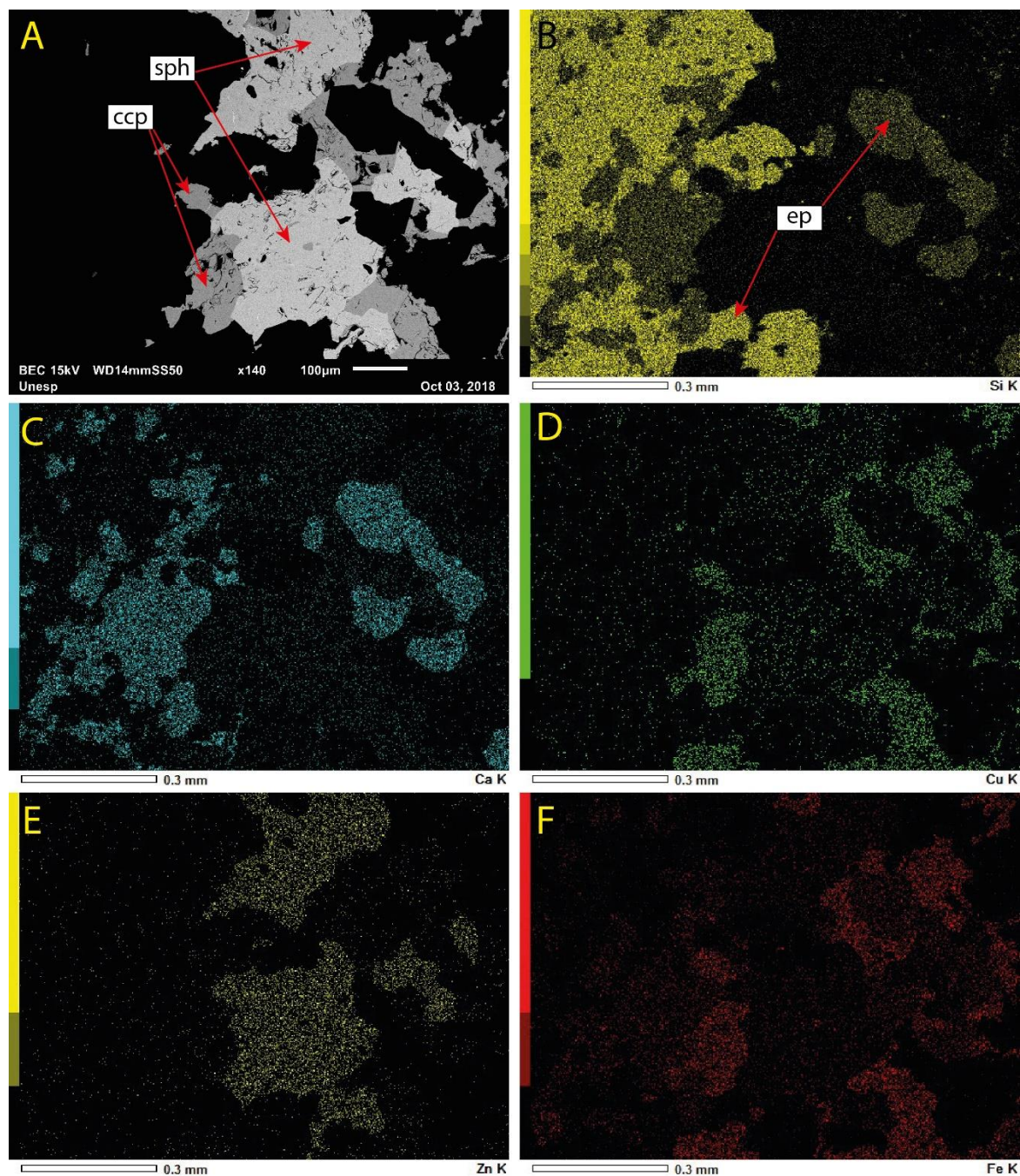
Os sulfetos se apresentam de modo semelhante ao descrito na petrografia, com calcopirita inclusa na esfalerita, ambos envoltos por epidoto (Fig. 67, Tabela 17). Resultados de molibdênio de até 10% ocorrem pela interferência do espectro do enxofre com o espectro do molibdênio, e não representam uma ocorrência real nestes sulfetos.

Imagens BSE e análises EDS (Fig. 68, Tabela 18) de minerais opacos mostram uma evolução mais complexa do que observado na petrografia, com núcleos de composição predominantemente de magnetita, com eventuais porções ricas em titânio, que são envoltos



por bordas de titanita. A substituição da titanomagnetita por titanita indica remobilização do cálcio durante a propilitização.

A mobilização do cálcico é também evidente pela cristalização de apatita em fraturas hidrotermalizadas (Fig. 69, Tabela 19), por vezes com esfalerita (Fig. 70, Tabela 20), juntamente com epidoto e biotita prévia cloritizada, que caracteriza a gradação da alteração potássica para propilitica retrógrada. A titanomagnetita apresenta conteúdo de titânio maior que esperado e teores de manganês que alcançam 12%, o que não é descrito para ulvoespinélios, sugerindo a presença de outro mineral incluso, em granulação muito fina.



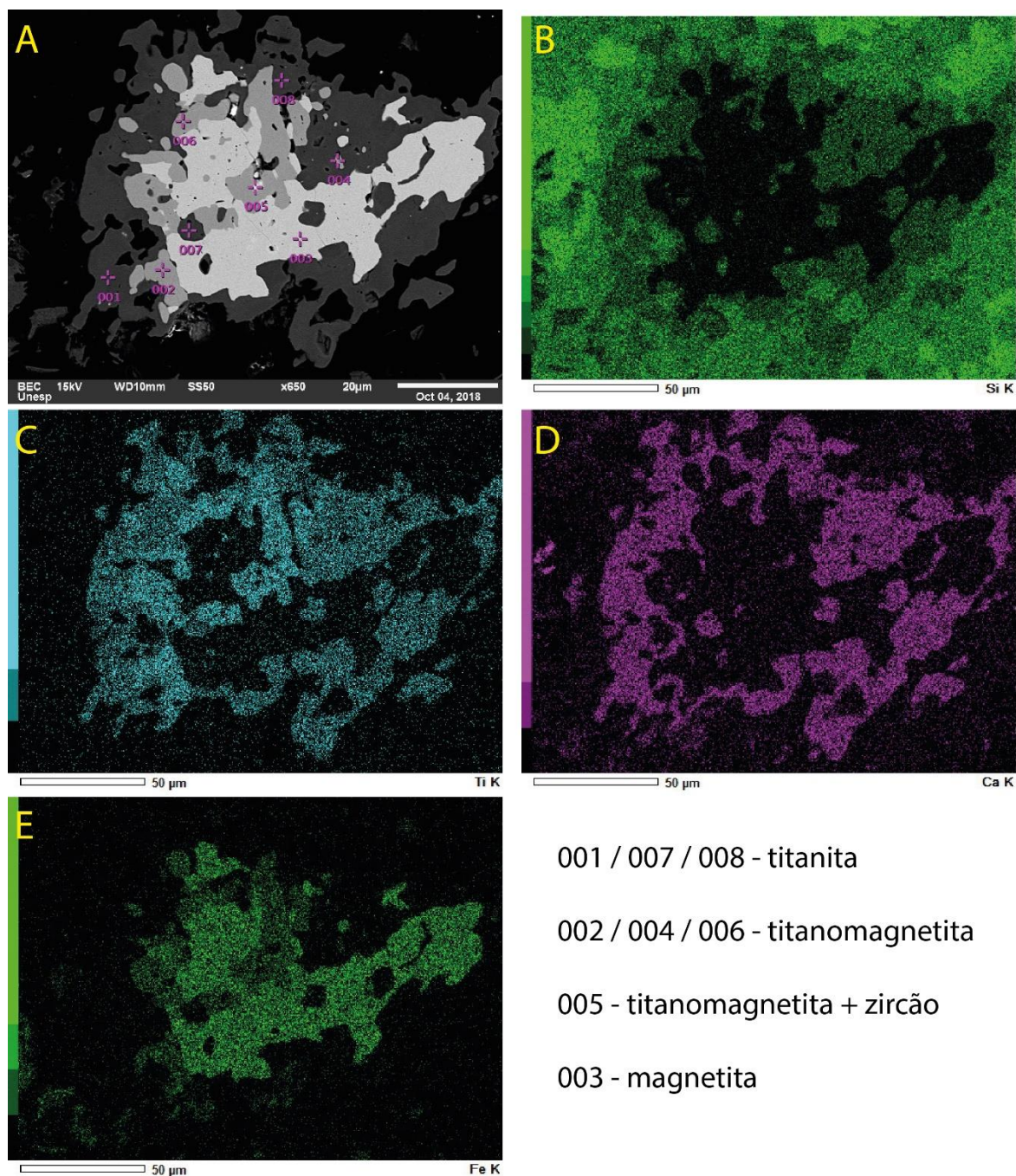
**Figura 67.** Sulfetos em vênulas de quartzo granular com epidoto tardio. **A)** Imagem BSE para sulfetos de zinco e cobre. **B)** Mapa de concentração de silício. **C)** Mapa de concentração de cálcio. **D)** Mapa de concentração de cobre. **E)** Mapa de concentração de zinco. **F)** Mapa de concentração de ferro.

**Tabela 17.** Análise EDS para vênula do tipo A, com calcopirita, esfalerita e epidoto.

Óxido	Ep	Sph	Ccp
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,28	—	—
SiO <sub>2</sub>	39,33	—	—
CaO	25,02	—	—
FeO	12,37	—	—
SO <sub>4</sub>	—	44,47	46,95
ZnO	—	44,59	21,58
CuO	—	—	22,95
*MoO <sub>3</sub>	—	10,94	8,53
Total (%)	100,00	100,00	100,00

Ep: epidoto; Sph: esfalerita; Ccp: calcopirita





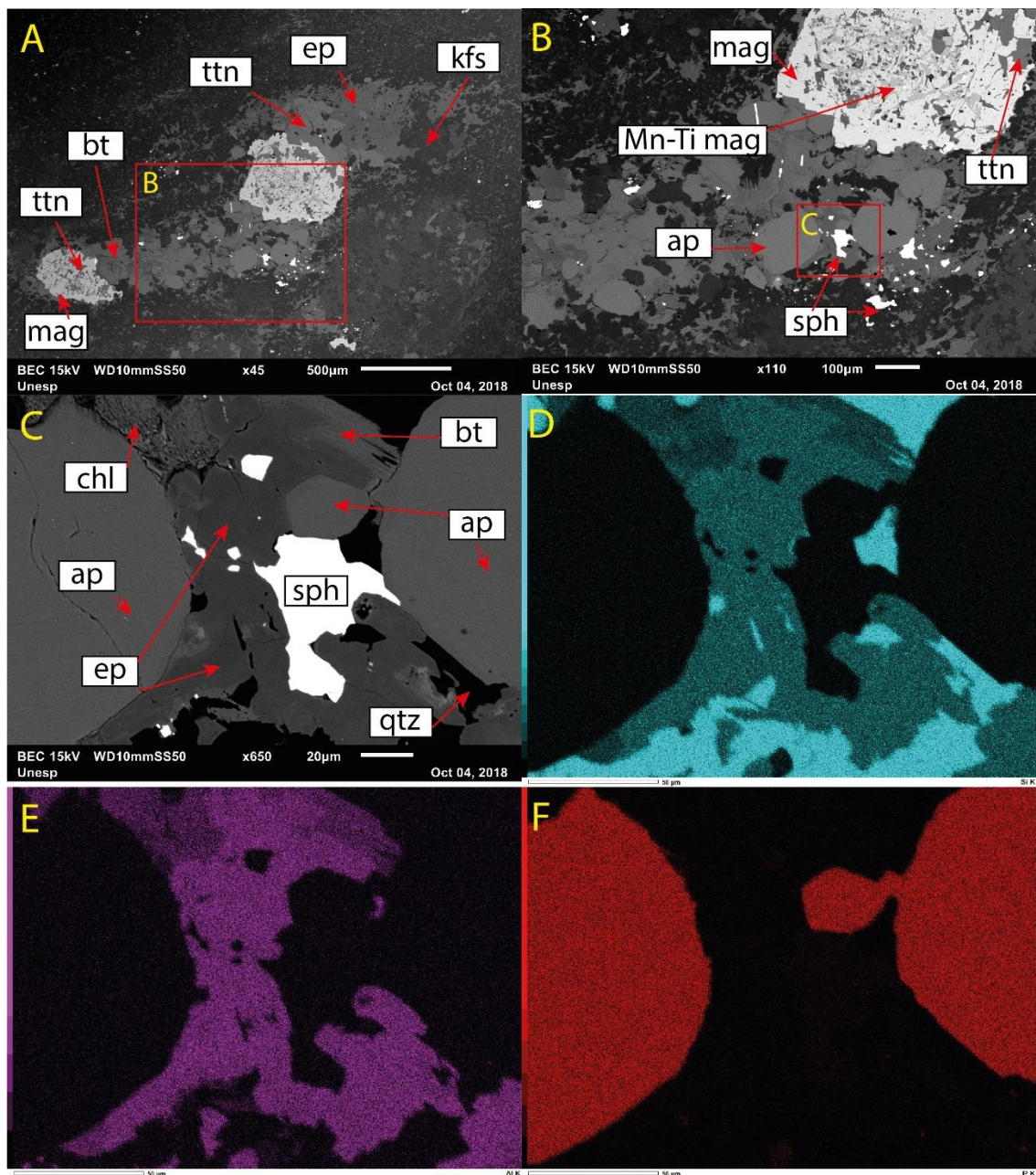
**Figura 68.** Associação de alteração comum para cristais de magnetita e titanomagnetita, com entrada de cálcio e sílica no sistema. **A)** Imagem BSE para o mineral opaco. **B)** Mapa de concentração de silício. **C)** Mapa de concentração de titânio. **D)** Mapa de concentração de cálcio. **E)** Mapa de concentração de ferro.

**Tabela 18.** Análise EDS para borda e núcleo de minerais opacos.

Óxido	001	002	003	004	005	006	007	008
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,36	—	—	—	—	—	3,72	—
SiO <sub>2</sub>	30,84	—	—	—	8,30	—	30,91	31,41
MnO	—	3,58	—	—	—	4,16	—	—
CaO	29,63	—	—	—	—	—	28,45	29,30
TiO <sub>2</sub>	35,16	53,57	—	54,86	41,59	53,42	35,01	39,30
FeO	—	42,84	100,00	45,14	34,13	42,42	1,91	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	—	15,98	—	—	—
Total (%)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Mineral	Ttn	Ti mag	Mag	Ti mag	Ti Mag	Ti mag	Ttn	Ttn

Mag: magnetita; Ti mag: titanomagnetita; Ttn: titanita





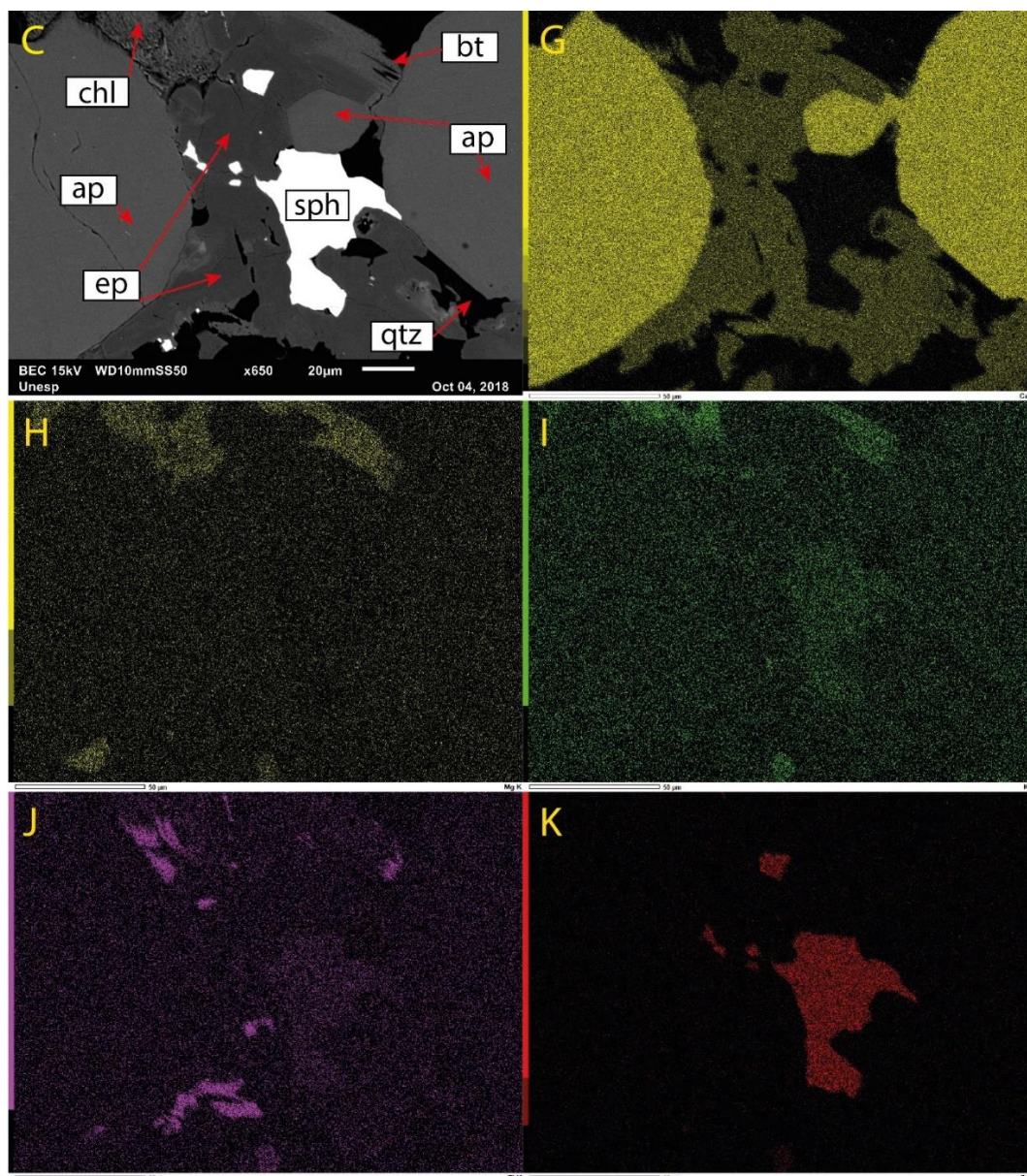
**Figura 69.** A-B-C) Imagem BSE para mineral opaco em sombra de pressão. D) Mapa de concentração de silício. E) Mapa de concentração de alumínio. F) Mapa de concentração de fósforo.

**Tabela 19.** Análise EDS para opaco e minerais cristalizados em sombra de pressão.

Óxido	A Mag	A Ttn	A Bt	A Ep	A Kfs	B Mag	B Ttn	B Mn-Ti Mag	B Ap
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	2,53	16,70	22,55	16,41	—	2,30	—	—
SiO <sub>2</sub>	—	31,10	36,26	33,20	55,19	—	23,39	—	—
CaO	—	28,94	—	31,58	—	—	35,20	—	51,44
FeO	97,95	—	36,62	12,67	—	100,00	—	47,45	—
TiO <sub>2</sub>	2,05	37,44	—	—	—	—	39,11	44,39	—
K <sub>2</sub> O	—	—	10,43	—	28,40	—	—	—	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	8,16	—
F	—	—	—	—	—	—	—	—	4,85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	43,71
Total (%)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Ap: apatita; Bt: biotita; Ep: epidoto; Mag: magnetita; Mn-Ti Mag: titanomagnetita com manganês; Kfs: feldspato potássico; Ttn: titanita





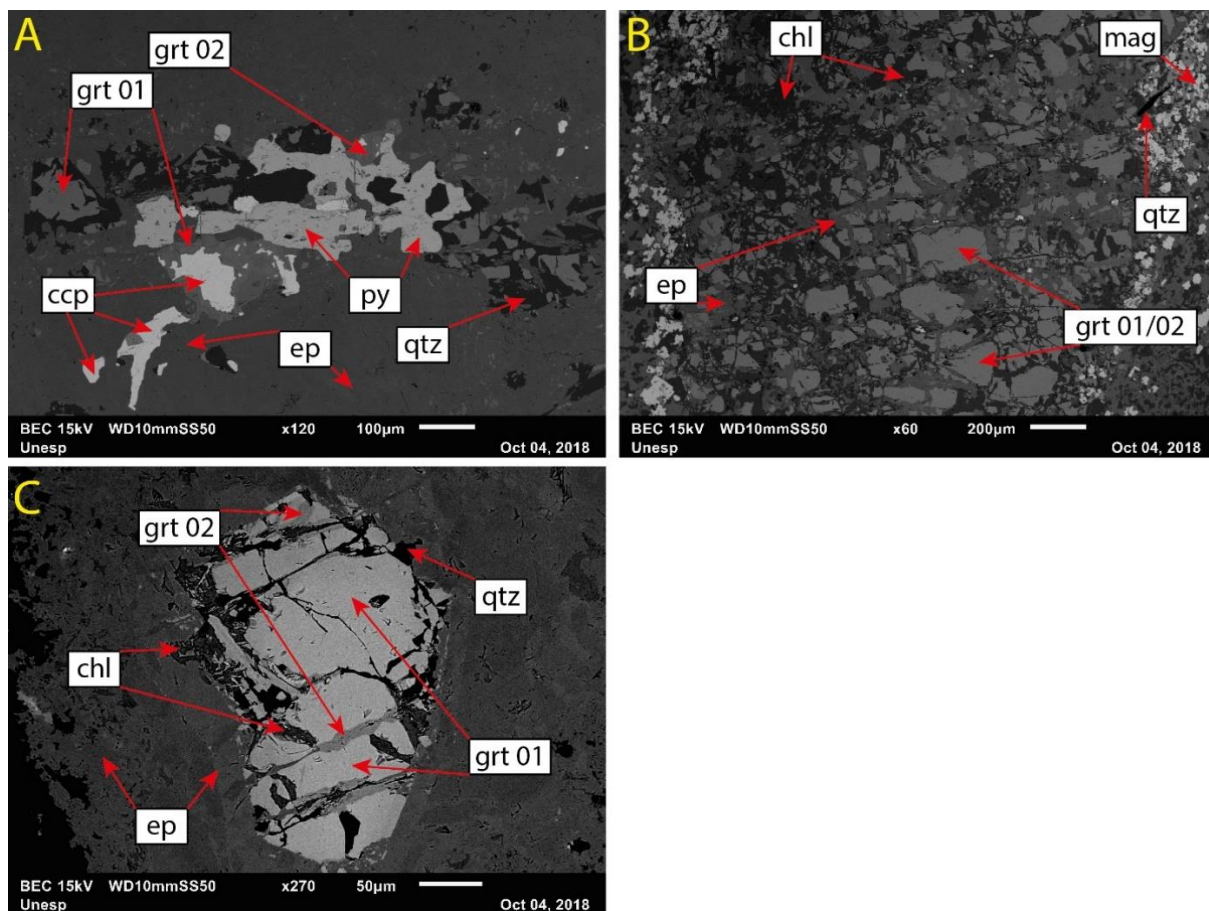
**Figura 70.** (Continuação). **C)** Imagem BSE para esfalerita inclusa em epidoto. **G)** Mapa de concentração de cálcio. **H)** Mapa de concentração de magnésio. **I)** Mapa de concentração de potássio. **J)** Mapa de concentração de titânio. **K)** Mapa de concentração de zinco.

**Tabela 19.** (Continuação) Análise EDS para opaco e minerais cristalizados em sombra de pressão.

Óxido	Ap	Ep	Chl	Bt - Chl	Sph
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	23,94	16,20	17,08	—
SiO <sub>2</sub>	—	39,52	28,08	30,43	—
CaO	51,13	24,53	3,67	—	—
FeO	—	12,01	42,12	42,58	1,33
TiO <sub>2</sub>	—	—	4,14	—	—
K <sub>2</sub> O	—	—	—	2,77	—
MgO	—	—	5,79	7,14	—
F	5,17	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	43,70	—	—	—	—
ZnO	—	—	—	—	42,61
SO <sub>4</sub>	—	—	—	—	45,79
MoO <sub>3</sub>	—	—	—	—	9,91
Total (%)	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Ap: apatita; Bt-Chl: biotita cloritizada; Chl: clorita; Ep: epidoto; Sph: esfalerita

As análises EDS para a granada em vênulas (Fig. 71, Tabela 20) indicam tratar-se da variedade andradita. A andradita apresenta, em alguns casos, inclusão de calcopirita, o que sugere sua cristalização em uma fase posterior a alteração hidrotermal do tipo pórfiro.



**Figura 71. A) A) Calcopirita incluída em andradita e associada a pirita, em vênula de epidoto. B) Vênula rica em andradita com epidoto e clorita, com bordas de magnetita. C) Cristal de andradita em vênula de epidoto, com alteração para epidoto e clorita em planos de fratura.**

**Tabela 20.** Análise EDS para vênula de andradita e epidoto

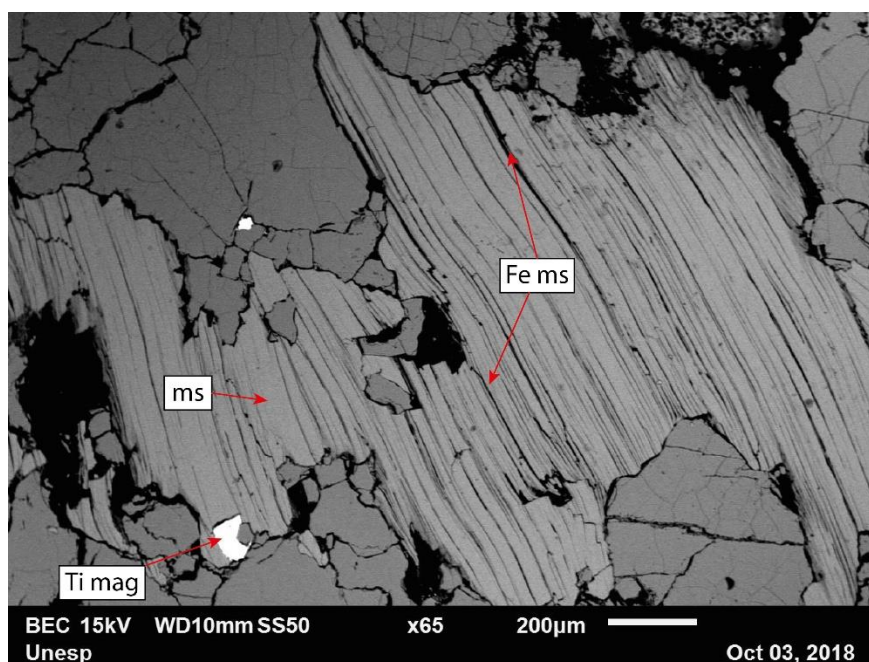
Óxido	A Ep	A Grt 1	A Grt 2	A Ccp	A Py	B Chl	B Mag	B Ep	B Grt 2	C Grt 1	C Grt 2	C Chl	C Ep
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	20,37	—	5,66	—	—	18,57	—	20,58	8,92	—	9,04	19,18	20,93
SiO <sub>2</sub>	38,29	34,36	33,74	—	—	31,10	—	38,75	34,22	35,44	35,79	30,21	38,36
CaO	25,25	35,29	36,80	—	—	34,72	—	24,36	36,48	33,71	37,27	—	24,70
FeO	16,08	30,34	23,79	21,73	27,71	—	100	16,31	20,38	30,86	17,89	35,88	16,01
MgO	—	—	—	—	—	15,61	—	—	—	—	—	14,73	—
F	—	—	—	—	1,71	—	—	—	—	—	—	—	—
CuO	—	—	—	22,98	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SO <sub>4</sub>	—	—	—	46,85	60,76	—	—	—	—	—	—	—	—
MoO <sub>3</sub>	—	—	—	8,45	9,82	—	—	—	—	—	—	—	—
Total (%)	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Ccp: calcopirita; Chl: clorita; Ep: epidote; Grt: granada; Mag: magnetita; Py: pirita



A andradita está em meio ao epidoto, que também está parcialmente substituída por clorita em fraturas (Fig. 71C).

A muscovita de rochas da Formação Castelo de Sonhos apresenta exsolução de óxidos de ferro em lamelas e minerais opacos (Fig. 72, Tabela 21), texturas indicativas de substituição de biotita pela sericitização.



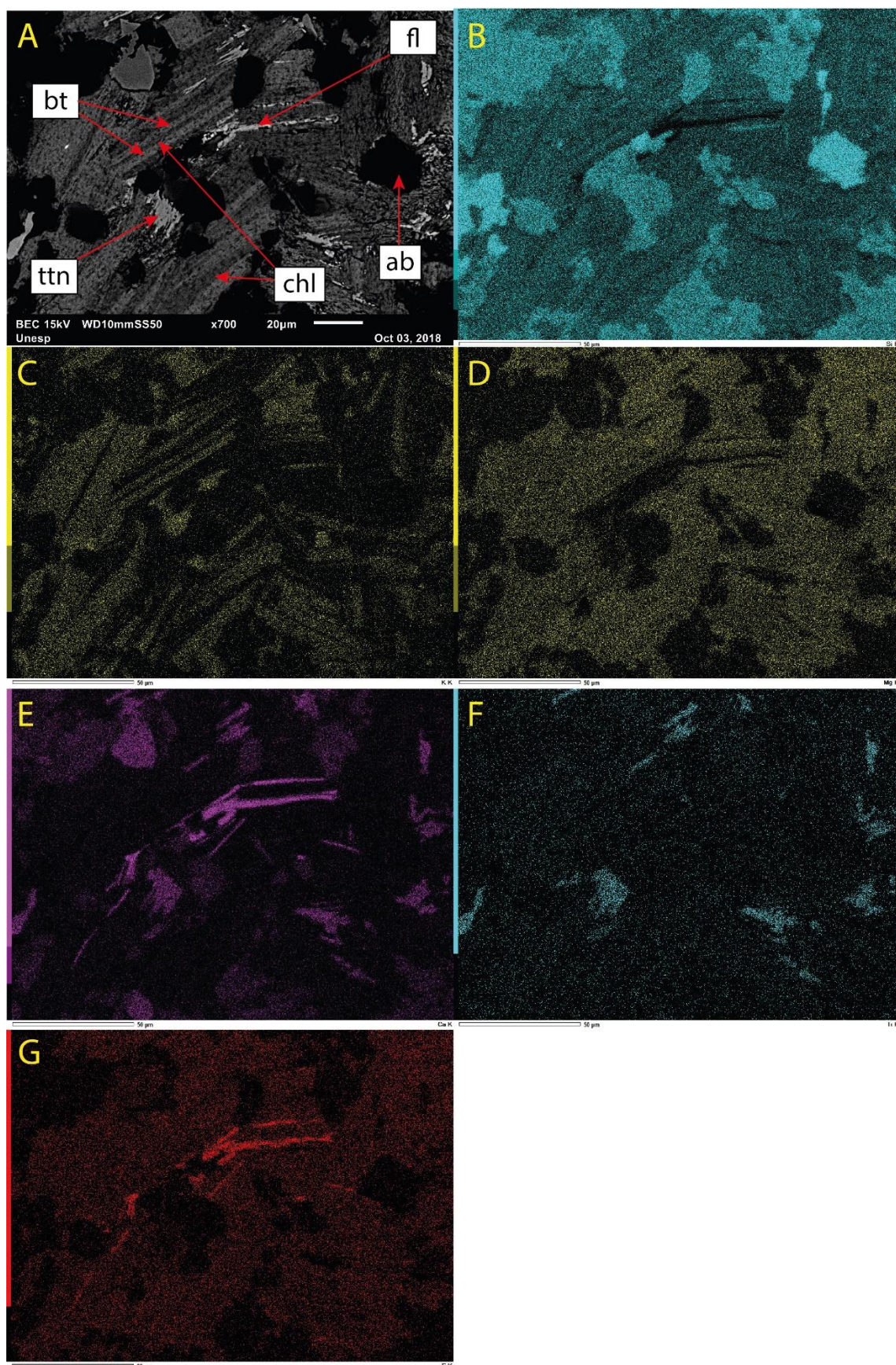
**Figura 72.** Muscovita com exsolução de lamelas ricas em óxidos de ferro e exsolução de titanomagnetita, formada pela substituição de biotita por muscovita hidrotermal.

**Tabela 21.** Análise EDS para muscovita com exsolução de ferro.

Óxido	Ti Mag	Ms	Fe Ms
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	35,23	34,39
SiO <sub>2</sub>	—	51,82	49,40
FeO	81,54	—	3,78
TiO <sub>2</sub>	18,46	—	—
K <sub>2</sub> O	—	12,95	12,43
Total (%)	100,00	100,00	100,00

O processo de muscovitização da biotita é menos comum quando comparado ao processo de cloritização, conforme descrito na seção de petrografia, e fluorita em lamelas de biotita ocorre em alguns casos (Fig. 73).





**Figura 73.** Cloritização da biotita, com formação de lamelas de apatita e de titanita. **A)** Imagem BSE para biotita e plagioclásio. **B)** Mapa de concentração de silício. **C)** Mapa de concentração de potássio. **D)** Mapa de concentração de magnésio. **E)** Mapa de concentração de cálcio. **F)** Mapa de concentração de titânio. **G)** Mapa de concentração de flúor.

### 10.5. Análise de Minerais por Microsonda Eletrônica

As análises de minerais em microsonda eletrônica visaram a identificação de alguns minerais como piroxênio, anfibólio, clorita, granada e biotita.

Foram analisados 4 cristais de piroxênio em andesito basáltico, 2 cristais de anfibólio em dacito, 4 cristais de granada em dacito, 14 cristais de epidoto em andesito basáltico, andesito e dacito, 7 cristais de clorita em andesito basáltico, andesito e dacito, e 3 cristais de biotita em andesito a dacito. A identificação da variedade mineral, com média e variância das análises, pode ser observada na Tabela 22.

**Tabela 22.** Resultados de análises de microsonda eletrônica da composição química de minerais (Anexo 12).

Óxido	Piroxênio	Anfibólio	Granada	Epidoto	Clorita	Biotita
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,74 ±0,06	9,69 ±0,37	3,90 ±19,00	22,76 ±0,86	18,21 ±1,59	15,70 ±0,56
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
BaO	—	—	—	—	0,00 ±0,00	0,24 ±0,00
CaO	20,26 ±0,93	11,27 ±0,00	32,36 ±1,72	22,80 ±0,82	0,12 ±0,02	0,00 ±0,00
Cl	0,00 ±0,00	0,14 ±0,00	0,00 ±0,00	—	0,01 ±0,00	0,33 ±0,03
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06 ±0,01	0,01 ±0,00	0,00 ±0,00	—	0,02 ±0,00	0,00 ±0,00
CuO	—	—	—	0,01 ±0,00	—	—
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	13,53 ±1,77	29,53 ±7,59	24,78 ±1,23
FeO	8,52 ±2,60	22,94 ±0,47	23,93 ±24,76	—	—	—
K <sub>2</sub> O	0,01 ±0,00	1,08 ±0,00	0,00 ±0,00	—	0,17 ±0,04	8,96 ±0,01
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
MgO	15,14 ±0,40	6,33 ±0,14	0,07 ±0,01	0,11 ±0,04	13,05 ±4,49	7,60 ±0,39
MnO	0,24 ±0,00	0,45 ±0,00	0,45 ±0,09	0,27 ±0,03	0,53 ±0,04	0,61 ±0,06
Na <sub>2</sub> O	0,36 ±0,01	1,07 ±0,04	0,00 ±0,00	0,01 ±0,00	0,05 ±0,00	0,07 ±0,00
NiO	—	—	—	—	0,01 ±0,00	—
PbO	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
SiO <sub>2</sub>	51,50 ±0,16	41,62 ±1,49	35,58 ±0,18	37,26 ±0,45	26,32 ±1,70	35,10 ±0,26
SnO <sub>2</sub>	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
SrO	—	—	—	—	0,00 ±0,00	—
TiO <sub>2</sub>	0,50 ±0,01	0,54 ±0,01	0,41 ±0,24	0,13 ±0,02	0,06 ±0,01	2,42 ±0,09
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
ZnO	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
ZrO <sub>2</sub>	—	—	—	0,00 ±0,00	—	—
Total (%)	99,34 ±0,11	95,15 ±0,00	96,68 ±0,64	96,80 ±5,98	88,06 ±3,08	95,80 ±0,19
Mineral	Aug	Hs – Fe <sub>2</sub> -Ts	Adr	Ep – Czo	Clc – Chm	Ann – Chm

Adr: andradita; Ann: Annita; Aug: augita; Chm: Chamosita; Clc: clinoclóro; Czo: clinozoisita; Ep: epidote; Hs: Hastingsita; Fe<sub>2</sub>-Ts: ferrotschermakite.

As análises de microsonda foram comparadas com as composições dos apresentadas por Deer *et al.* (1992) e na plataforma webmineral para a determinação da variedade mineral. O piroxênio presente no andesito basáltico, de origem magmática, é representado por augita. Os cristais de anfibólio, de origem magmática e hidrotermal, formam solução sólida entre hastingsita, presente principalmente nas vênulas, e ferrotschermakita.

O epidoto forma solução sólida entre epidoto e clinozoisita, e o predomínio de determinada composição varia de acordo com o tipo da alteração hidrotermal e do mineral substituído.

A clorita hidrotermal forma solução sólida entre clinoclóro e chamosita, enquanto que a annita é gradativamente substituída por chamosita.



Os elementos traços utilizados na vetorização de zonas de alteração hidrotermal por química mineral de epidoto e clorita como estrôncio, cobre, ítrio, zinco, estanho, chumbo, níquel, lantânio e arsênio, com exceção de titânio (Cooke *et al*, 2014; Wilkinson *et al.*, 2014), se encontram próximos ou abaixo do limite de detecção, o que dificulta sua aplicação. Entretanto, a incorporação de titânio na clorita e no epidoto indica duas zonas de maior temperatura, uma a leste e outra a oeste da área estudada. A primeira está relacionada com a região onde ocorre alteração com granada, enquanto que a segunda sugere a presença de outra intrusão, porém, em maior profundidade.

## **11. DISCUSSÕES**

### **11.1. Potencial da Província Mineral do Tapajós**

A porção sul da Província Mineral do Tapajós apresenta um potencial para metais base e metais preciosos relacionado a depósitos do tipo pórfiro e epitermal ainda pouco conhecido.

As alterações hidrotermais que definem ambos sistemas estão extensivamente presentes, assim como ocorrências de cobre, prata e ouro, das quais o último representa o produto da atividade garimpeira na região há décadas.

O presente nível de mapeamento geológico e a quantidade de dados geoquímicos se mostram insatisfatórios para, por si só, atrair investimentos no setor de exploração mineral. Entretanto, recentes descobertas no *belt* mostram o potencial desta porção do cráton, o que culminou no início de diversos trabalhos exploratórios por parte de empresas privadas. Estes trabalhos, principalmente os que incluem a participação de universidades, devem, nos próximos anos, revelar um enorme potencial metalogenético para esta região.

### **11.2. Sensoriamento Remoto**

O sensoriamento remoto se mostrou uma ferramenta muito útil ao longo de todo o estudo, principalmente para a delimitação de estruturas circulares e estruturas secundárias, como alinhamentos, falhas e fraturas, feições estas que guiam e otimizam as atividades de campo.

A utilização da espectroscopia de reflectância para a prospecção mineral, como é feita nos Andes e em outras regiões desérticas, se mostra inviável para a região Amazônica devido a enorme cobertura vegetal. Por outro lado, a utilização destas técnicas em amostras de rocha e em testemunhos se mostraram cada vez mais importantes para a classificação de argilas relacionadas a alteração hidrotermal, e principalmente como ferramenta para a vetorização dentro do sistema de alterações.

Técnicas de geobotânica para a região Amazônica se mostraram eficazes para identificar feições de *stress* na vegetação, conforme demonstrado por Almeida *et al.* (2009).



Esta abordagem, para a região de estudo, apresenta respostas de ótima correlação com a topografia e a disponibilidade de água. Apesar da topografia refletir diretamente a erodibilidade das rochas, que por sua vez está relacionada com a composição química das rochas e a presença de estruturas, não foi obtido um produto capaz de relacionar a resposta geobotânica com a alteração hidrotermal presente nas rochas.

Por outro lado, a utilização de mapas aerogamaespectrométricos mostraram ótima correlação com o tipo de alteração hidrotermal, ao menos no domínio vulcânico, e com alguns litotipos, como a Formação Castelo de Sonhos. A aeromagnetometria é outra ferramenta indispensável para o reconhecimento de estruturas e zonas de intersecção e interesse prospectivo.

As principais estruturas presentes possuem direção E–W, e são cortadas por estruturas WNW–ESE a NW–SE. Estas estruturas, conforme os levantamentos aerogeofísicos, estendem-se desde a região de Carajás. Isto sugere que o embasamento da Província Mineral do Tapajós deve ser arqueano, de modo que a estruturação NW–SE proposta por Santos *et al.* (2000) representa provavelmente uma estruturação secundária e de nível crustal superficial.

### **11.3. Geoquímica e Ambiente Tectônico**

A classificação do vulcanismo na porção sul da Província Mineral do Tapajós como do tipo A, de ambiente anorogênico, não condiz com os dados obtidos. Magmas do tipo A apresentam forte fracionamento de európio e são empobrecidos em água, conforme classificado por Loiselle & Wones (1979) e Eby (1992).

A litoquímica indica que estas rochas foram geradas em ambiente de arco vulcânico, com composições variando de andesito basáltico a riodacito, associação esta típica de séries magmáticas estendidas, distinta do magmatismo bimodal esperado para ambientes anorogênicos.

São rochas subalcalinas, peraluminosas, oxidadas e provenientes de magmas hidratados, típicos de ambientes de subducção, e podem ser associados a magmas do tipo I da classificação de Chappell & White (1974).

Processos de fracionamento magmático e subducção de longa duração podem levar a formação de magmas da série de alto potássio a shoshoníticos, conforme indicam os dados. Entretanto, o metassomatismo potássico presente nas rochas da área de estudo certamente possui influência na resposta desta tendência evolutiva. A matriz de correlação entre os óxidos de elementos maiores (anexo 13) indica a variação destes elementos dentro do *trend* de fracionamento.

A assinatura de elementos terras raras, com fracionamento de ETR médios e pesados, é indicativo da cristalização de anfibólio e biotita em estágios iniciais, possível somente em

magmas hidratados (Loucks, 2014), e não se relaciona com o esperado para ambientes anorogênicos, como o padrão “asa de gaivota”, com forte fracionamento de európio.

As rochas vulcânicas presentes na área de estudo, portanto, podem ser associadas ao magmatismo da Suíte Intrusiva Parauari, mas faltam datações para esta confirmação. Mas, pelas características geoquímicas, seguramente, não pertencem à Suíte Intrusiva Maloquinha, como definida, como proposto por Coutinho *et al.* (2008) e diversos outros autores precedentes (e.g. Santos *et al.*, 2000, 2004).

#### **11.4. Modelo de Evolução Geológica e Hidrotermal**

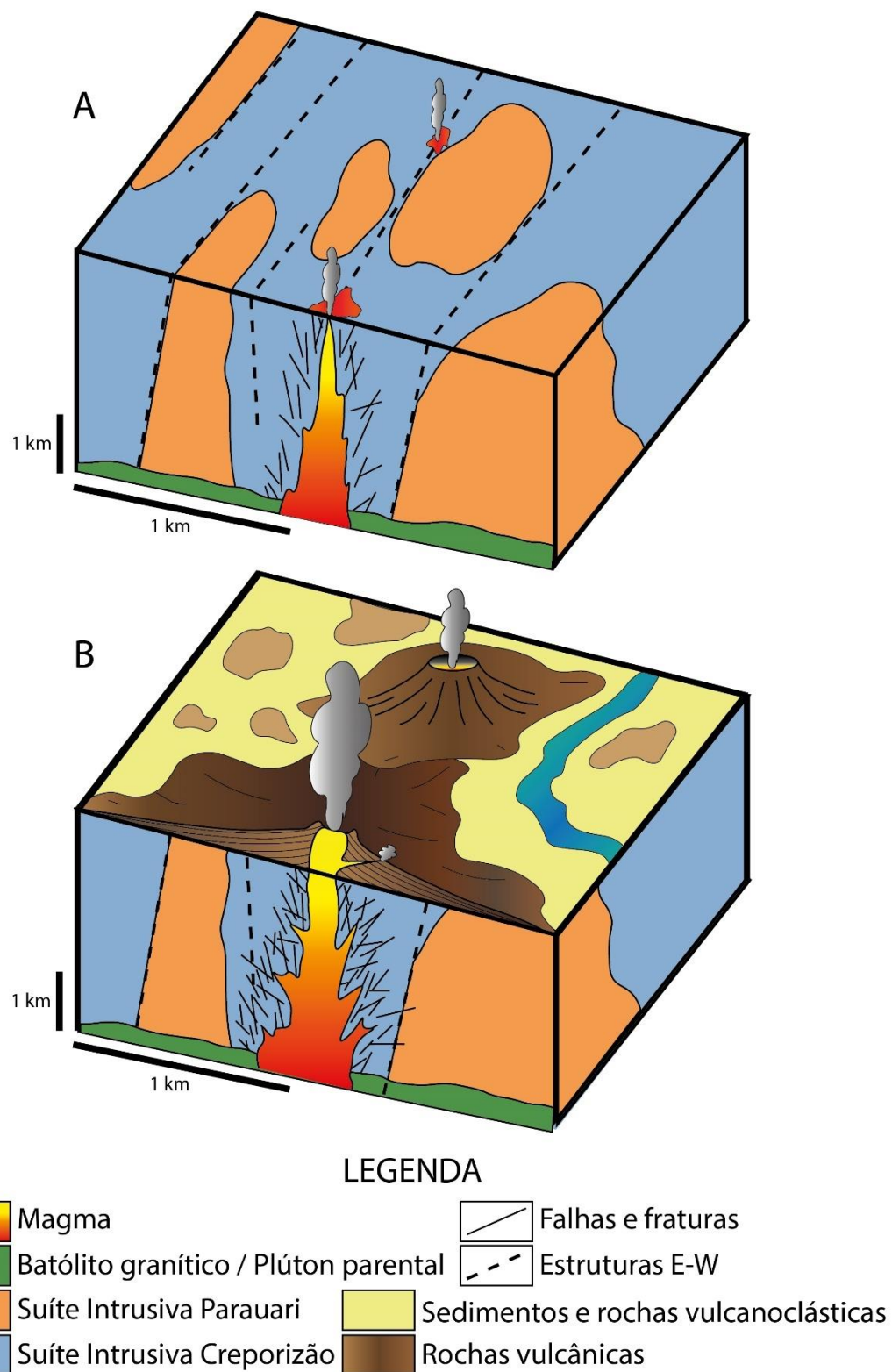
A sobreposição de eventos de alteração hidrotermal que ocorre na área de estudos é enorme, e reflete o dinamismo do sistema pórfiro e epitermal. Esta sobreposição ocorre por dois processos, o primeiro relacionado ao colapso térmico da intrusão conforme descrito por Sillitoe (2010), e o segundo relacionado a reativação na forma de novos pulsos magmáticos-hidrotermais ou pela chegada de outra intrusão.

Desta forma, o mapa de alteração hidrotermal (Anexo 2) classifica os diferentes tipos de alteração com base nos critérios de intensidade e predominância em relação as outras alterações. O sistema de alteração hidrotermal se desenvolve durante a atuação de um regime de esforços diferenciais, conforme evidências discutidas na seção de petrografia, e são alongados na direção E–W a WNW–ESE.

O modelo de evolução geológica e hidrotermal (Fig. 74) proposto para a área de estudo consiste na formação de dois sistemas hidrotermais, com a importante presença de deformação associada.

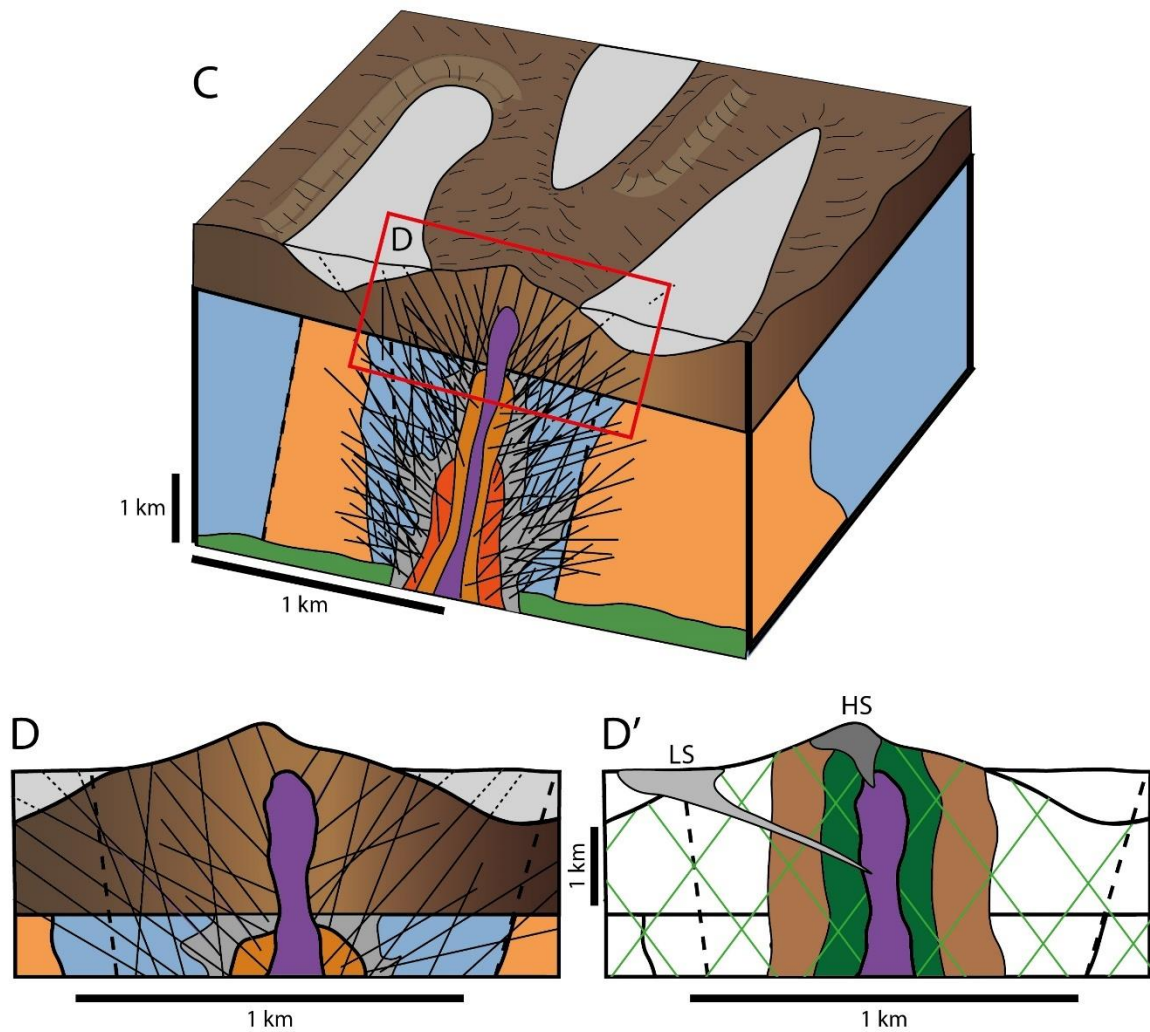
As rochas encaixantes destes sistemas consistem em vulcânicas porfíricas de composição basalto andesítica, andesítica, dacítica e riodacítica, com predomínio dos membros intermediários (andesito e dacito), e subvulcânicas de composição menos evoluída (basalto andesítico). Esta associação vulcânica é tida como formada em um ambiente de arco magmático continental, possui tendência geoquímica cálcio–alcalina que evolui até a série de alto potássio, é oxidada e apresenta afinidade adakítica.

O embasamento desta sequência vulcânica aparentemente é composto por grano- a monzogranito com titanita, associado a Suíte Intrusiva Parauari. Entretanto, deve-se esperar que estas rochas plutônicas que embasam a cobertura vulcânica sejam mais antigas que as tipicamente relacionadas cronologicamente à Suíte Intrusiva Parauri, caso as vulcânicas sejam efetivamente de idade correlacionável ao evento Parauri. A presença de vulcânicas mais antigas na região, definidas por Tokashiki *et al.* (2016) indicam que estas sequências podem ser ainda mais antigas.



**Figura 74.** Modelo teórico proposto para a evolução geológica do sul da Província Mineral do Tapajós, domínio vulcânico. **A)** O embasamento da região deve ser formado por rochas associadas às Suítes Intrusivas Creporizão e Parauari, e a presença de estruturas E–W, associadas a um embasamento arqueano, são os principais condutos para a ascensão de magmas provenientes da fusão parcial da cunha mantélica em ambiente de subducção, e forma um arco magmático continental. **B)** O primeiro estágio do magmatismo é representado pela formação de rochas vulcânicas cálcio alcalinas, que formam sucessivos derrames de composição andesito basáltica, andesítica, dacítica e riódacítica. A formação de edifícios vulcânicos e rochas vulcanoclásticas associadas é intercalada com rochas sedimentares oxidadas, formadas em ambientes de leques aluviais, lacustres e fluviais, que também indicam ambiente continental, conforme proposto por Juliani et al. (2014)





### LEGENDA



**Figura 74.** (Continuação). Modelo teórico proposto para a evolução geológica do sul da Província Mineral do Tapajós, domínio vulcânico. **C)** O estágio final de diferenciação magmática dos reservatórios graníticos situados em níveis crustais rasos podem levar a formação de intrusões capazes de gerar sistemas do tipo pórfiro e epitermal, que ascendem até níveis crustais mais rasos. **D-D')** A colocação de stocks pórfiros em rochas vulcânicas a subvulcânicas gera metamorfismo de contato, que apresenta feições do tipo skarn como vênulas de andradita e hastingsita, sobpostas por epidotização. Zonas mais externas são caracterizadas pela alteração com biotita  $\pm$  sericita, e ocorrem predominantemente de modo pervasivo seletivo. A alteração propilítica, de menor temperatura, se sobrepõem a todos os outros tipos de alteração, e representa o colapso térmico da intrusão. De modo semelhante, alteração epitermal do tipo high-sulfidation pode se formar na região de topo do sistema, enquanto que alteração low a intermediate-sulfidation aparentemente ocorrem associadas a unidades metassedimentares mais distais

Blocos encontrados de sienogranito com textura granofírica sugerem a colocação de corpos magmáticos rasos, associados com a fase de formação das unidades vulcânicas e dos pórfiros.

Rochas metassedimentares recobrem a sequência vulcânica na porção central e norte da área de estudo, respectivamente. Estas rochas, na porção norte, são associadas como pertencentes a Formação Castelo de Sonhos.

A alteração propilítica de baixa temperatura é amplamente distribuída em toda a área e compõem tanto a alteração distal como a alteração relacionada com o colapso térmico do sistema hidrotermal.

O primeiro sistema magmático–hidrotermal, aproximadamente na porção centro-oeste da área de estudo, gerou feições desde metamorfismo de contato (*skarn*) com a formação de vênulas com andradita e vênulas com anfibólio (*hastingsita* a *ferrotschermakita*). Na região onde é encontrada andradita e vênulas de anfibólio também é possível encontrar cristais de apatita associada ao metamorfismo de contato, que diminuem em quantidade a medida que se distancia da região com paragênese de maior temperatura. A alteração do tipo *skarn* grada para alteração potássica pervasiva seletiva composta essencialmente por biotita, que representa a alteração do tipo pórfiro de maior temperatura. Estas alterações do tipo pórfiro, por sua vez, gradam para alterações sericíticas e propilíticas mais distais. O sistema epitermal associado a esta porção da área de estudo é discreto, e ocorre principalmente associado aos sedimentos que recobrem a sequência vulcânica.

Os trabalhos de Taghipour *et al.* (2013) e Peng *et al.* (2015), por exemplo, descrevem a ocorrência de andradita como o mineral associado aos depósitos do tipo *skarn* relacionado a pórfiros de cobre, e representam fluidos oxidados. Entretanto, na área de estudo, a feição *skarn* não se desenvolve em rochas carbonáticas, mas sim em rochas vulcânicas ricas em cálcio, que permitem a formação das paragêneses cálcio-silicatadas (Meinert *et al.*, 2005)

O segundo sistema magmático hidrotermal é associado a porção leste da área de estudo, e grada da alteração propilítica de maior temperatura, com actinolita, para alteração sericítica e alteração com biotita, que indica a aproximação ao centro termal do sistema pórfiro. Associada a uma estrutura próxima, ocorrem rochas epitermais intensamente silicificadas, com drusas e vênulas de quartzo *comb.* É neste sistema que é encontrada a vênula do tipo A, com calcopirita seguida pela formação de esfalerita e epidoto, e diversas feições que indicam *boiling*, com a formação de cavidades com preenchimento zonado. A presença de finas lamelas de fluorita na biotita cloritizada sugerem que este sistema seja mais evoluído, com tendências alcalinas.

O colapso térmico destes sistemas é evidenciado pela coexistência de minerais de fases de alterações distintas, e por processos de substituição, como a cloritização da biotita. As anomalias de cobre, relacionadas à fases de alteração de maior temperatura, sobrepostas

por anomalias de prata e zinco, de menor temperatura, representam outra evidência da complexidade do sistema hidrotermal.

Ambos os sistemas são cortados por vênulas de epidoto/clinozoisita  $\pm$  clorita  $\pm$  carbonato, que representam uma alteração fissural tardia. A variação composicional destas vênulas reflete diretamente a composição do fluido de alteração, que em algumas vezes se mostra enriquecido em CO<sub>2</sub>. Estas vênulas se interceptam e formam desde padrões *stockwork* a pares conjugados e arranjos plano paralelos, e representam estágios rúpteis com alta pressão de fluido e menor razão fluido/rocha quando comparado a alteração pervasiva.

A unidade associada a Formação Castelo de Sonhos apresenta fortes indícios de ter sido afetada por alteração sericítica, com formação de muscovita, quartzo e sulfetos, além de silicificação, conforme indicam os dados de EDS. Como esta unidade está próxima a uma estrutura identificada pela aeromagnetometria, associa-se a possibilidade da canalização de fluidos por esta estrutura e na formação de um sistema epitermal mineralizado em ouro.

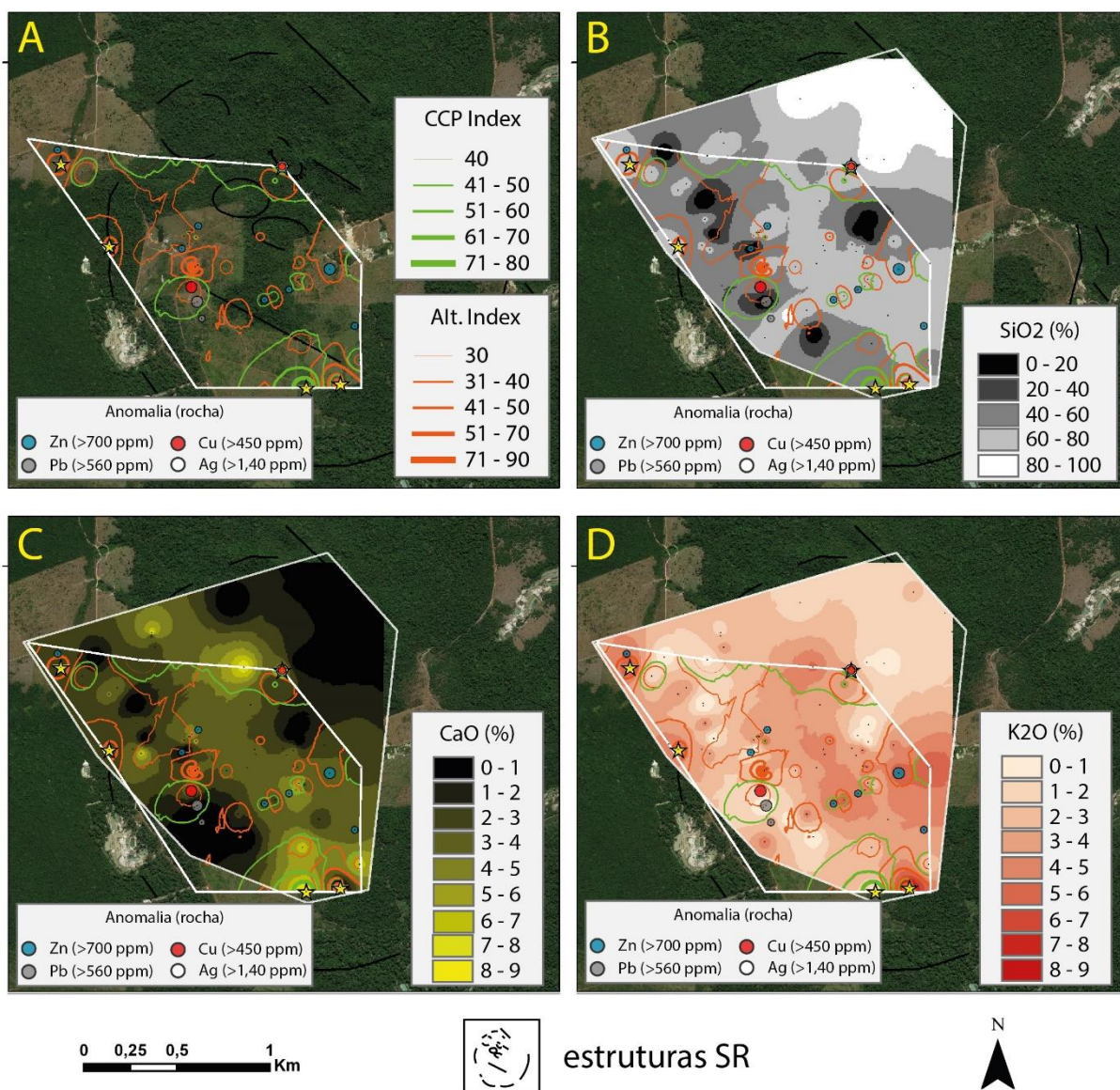
### 11.5. Índices de Alteração e Química Mineral

Os índices de alteração hidrotermal utilizados são mais úteis em áreas de conhecimento geológico avançado, segundo Mathieu (2018), de modo que se busca compreender a assinatura das proximidades de regiões mineralizadas dentro de um depósito já conhecido. Desta forma, estes índices possuiriam caráter prospectivo em regiões de *brown field*.

Entretanto, os resultados obtidos se mostraram uma ferramenta útil para visualizar processos de alteração hidrotermal, principalmente aqueles relacionados com metassomatismo de potássio e carbonatização (Fig. 75), que podem refletir a intensidade da alteração sericítica e propilítica, respectivamente. Variações composicionais por conta de litotipos menos ou mais evoluídos também são ressaltadas e não devem ser confundidas com a presença de alteração hidrotermal.

O campo de rochas do *Alteration Box Plot* intitulado como campo de possíveis hospedeiras para a mineralização, segundo Large *et al.* (2001), apresentam em alguns casos, anomalias de cobre (Fig. 75). Quimicamente este campo reflete rochas que foram afetadas por ambos os processos hidrotermais e não representam rochas distais ao centro de alteração hidrotermal, com predomínio de altos valores para o CCPI, ou rochas fortemente atingidas por fluidos ácidos, como os que caracterizam a alteração sericítica, com predomínio de altos valores para o AI, que remobilizam os sulfetos.





**Figura 75.** É possível observar que as anomalias de chumbo se encontram relacionadas com maiores valores do *Alteration Index* (AI), enquanto que as anomalias de zinco, cobre e prata estão relacionadas com maiores valores do *Chlorite-Carbonate-Pyrite Index* (CCPI). A distribuição dos isovalores de ambos índices, por sua vez, correlaciona-se com os teores de óxido de cálcio e óxido de potássio das análises de rocha total, que refletem a alteração propilitica e alteração sericitica, respectivamente. A presença de anomalias de cobre sobreposta por prata sugere que houve sobreposição de alteração de maior temperatura por uma alteração de menor temperatura. As anomalias de rocha total para cobre, zinco, chumbo e prata (média +2 $\sigma$ ) foram plotadas apenas para afloramentos *in situ*. As estrelas representam rochas que plotam no campo de possíveis hospedeiras para a mineralização no *Alteration Box Plot*, segundo Large *et al.* (2001). **A)** Distribuição na área de estudo das linhas de isovalores para o *Alteration Index* e *Chlorite-Carbonate-Pyrite Index*. **B)** Interpolação do teor de sílica para análises de rocha total. **C)** Interpolação do teor de óxido de cálcio para análises de rocha total. **D)** Interpolação do teor de óxido de potássio para análises de rocha total

Estes índices, portanto, podem servir como guias em áreas de *green field* para a seleção de amostras para descrição petrográfica e aplicação de análises de química mineral de maior detalhe, com intuito de calibrar a interpretação para os resultados de superfície obtidos.

As análises de EDS são rápidas e, de certa forma, suficientemente seguras para a caracterização das diferentes variedades minerais nas assembleias magmáticas e hidrotermais. A utilização do método WDS na química mineral que utiliza elementos traços, por mais que se busque a redução do limite de detecção por meio do aumento da corrente e do tempo de análise, não é satisfatória. Para alcançar um resultado seguro e aplicável no contexto exploratório, deve-se utilizar o método LA-ICP-MS.

Por outro lado, ao observar os resultados de microsonda de modo qualitativo e com perspectiva termodinâmica, como a incorporação de titânio em clorita e, eventualmente, em outros minerais hidrotermais como o epidoto, reflete diretamente a temperatura do fluido de alteração hidrotermal, e serve como estimativa para a vetorização do centro de alteração hidrotermal, ou centro térmico de alteração.

Esta abordagem qualitativa é embasada pelo teor de titânio incorporado na clorita em rochas com ocorrência de vênulas do tipo A, com calcopirita e quartzo granular, sobreposta por esfalerita e epidoto, e em rochas próximas a região afetada por metamorfismo de contato, que apresentam vênulas de andradita e hastingsita sobrepostas por epidoto  $\pm$  clorita.

#### **11.6. Trabalhos Futuros**

Estudos orientativos empíricos se mostram um dos melhores modos de determinar e avaliar a resposta de diversos métodos de observação geológica. Isto é, busca-se reconhecer a litologia e compreender o processo de sobreposição de alteração hidrotermal, além de sua associação com estruturas crustais de grande relevância para, então, correlacionar as respostas obtidas com o objeto de estudo. A extrapolação da interpretação obtida deve ser realizada de modo cauteloso, e os dados devem ser criteriosamente analisados.

Deste modo, ressalta-se novamente a importância para este trabalho das seguintes etapas: descrição petrográfica, sensoriamento remoto, análise geoquímica de rocha total, interpretação de dados de aerogeofísica, aplicação de métodos de química mineral e vetorização geoquímica. Estas ferramentas se mostraram essenciais para a construção da hipótese de evolução geológica proposta.

A geobotânica se mostra uma ferramenta com grande potencial de aplicação futura, mas estudos espectrais e de classificação da vegetação são necessários. Desta maneira, pode-se utilizar o sensoriamento remoto para delimitar áreas hidrotermalizadas, com o maior grau de segurança possível, otimizando os trabalhos de campo.

A continuidade sugerida para os estudos do alvo em questão inclui a datação dos diversos conjuntos de rochas encontrados em campo para a compreensão da atividade e diferenciação magmática, e estudos isotópicos de inclusões fluidas para caracterização da evolução do sistema de alteração hidrotermal.

A química mineral apresenta boa correlação com o esperado, como a maior incorporação de titânio em regiões de passagem de fluido mais quente, mas sua aplicação deve ser feita com base em análises de ICP-MS, que asseguram um baixo limite de detecção. A geotermometria da clorita (Caritat, 1993), que ocorre distribuída de modo amplo, também pode servir como vetor de temperatura em trabalhos futuros.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Agura-Bocanegra, M.A. (2013) *Mineralizações epitermal low-sulfidation e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 Ga na parte norte da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 235 p.
- Albuquerque, M.C., Oliveira, C.C. (2007). *Geologia e recursos minerais da Folha Aripuanã SC.21-Y-A, Estado do Mato Grosso, escala 1:250.000*. Projeto noroeste de Mato Grosso. Goiânia, CPRM.
- Almeida, M.E., Monteiro, M.A.S. (1997). Perfil geológico ao longo dos rios Parauari e Pacu. Folha 21-V-D, município de Maués, Estado do Amazonas. Projeto Província Mineral do Tapajós, relatório de viagem. Rio de Janeiro, CPRM, 5 p.
- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S., Popini, M.V.F. (1998). Geologia e petrografia do Complexo Cuiú-Cuiú nas Folhas SB.21-V-D e SB.21-Y-B. Província Mineral do Tapajós. In: *40º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte, SBG, 467.
- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Macambira, M.J.B. (1999). Caróçal Granite:  $^{207}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}$  evaporation age in post-collision granitoids of Tapajós Gold Province, Amazonian region, Brazil. In: *2nd South America Symposium on Isotope Geology*. Cordoba, 3–6.
- Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S. (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Estados do Amazonas e Pará, escala 1:250.000*. Nota explicativa. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília: CPRM.
- Almeida, T.I.R., Juliani, C., Mantovani, W., Pérez-Aguilar, A. (2007). Comunidades florestais como indicadores geobotânicos: o caso da mineralização aurífera do Grupo Serra do Itaberaba, Guarulhos, São Paulo, *Revista Brasileira de Geociências*, 37(1), 37–49.
- Almeida, T.I.R., Filho, C.R.S., Juliani, C., Branco, F.C. (2009). Application of remote sensing to geobotanic to detect hydrothermal alteration facies in epithermal high-sulfidation gold deposits in the amazon region, *Reviews in Economic Geology*, 16, 3–10.
- Amaral, C.H., Almeida, T.I.R., Filho, C.R.S., Roberts, D.A., Fraser, S.J., Alves, M.N., Botelho, M. (2018). Characterization of indicator tree species in neotropical environments and implications for geological mapping, *Remote Sensing of Environment*, 216, 385–400.
- Amaral, G. (1974) *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. Tese (Livre docência). São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 217 p.
- Andrade, F.G., Urdiminea, J.S.A. (1972). *Mapeamento geológico em semidetalhe, prospecção geoquímica e por concentrado de minerais pesados em áreas da bacia do rio Jamanxim*. Belém, SUDAM/GEOMITEC, 1, 127 p.
- Andrade, A.F., Santiago, A.F., Melo, C.F., Bizinella, G.A., Moreira, H.L., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R., Moura, P.A., Lopes, R.C., Filho, S.F.R., Neves, S.A.V. (1978) *Projeto Tapajós–Sucunduri: Relatório de integração geológica*. Manaus, DNPM/CPRM.
- Anand, R.R. (2016). Regolith-landform processes and geochemical exploration for base metal deposits in regolith-dominated terrains of the Mt Isa region, northwest Queensland, Australia, *Ore Geology Reviews*, 73, 451–474.
- Annen, C., Blundy, J.D., Sparks, R.S.K. (2006). The genesis of intermediate and silicic magmas in deep crustal hot zones, *Journal of Petrology*, 47, 505–539.
- Apperson, K.D. (1991). Stress fields of the overriding plate at convergent margins and beneath active volcanic arcs, *Science*, 254, 670–678.
- Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Rizzotto, G.J. (1998). Caracterização petrográfica e geoquímica da Suíte Intrusiva Porquinho, região oeste do Pará. In: *40º Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte, SBG, 502.
- Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S. (2000) *Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250:000*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Brasília, CPRM.



- Baldwin, J.A., Pearce, J. (1982). Discrimination of productive and nonproductive porphyritic intrusions in the Chilean Andes, *Economic Geology*, 77(3), 664–674.
- Barbosa, O. (1966). Geologia básica e econômica da área da região do Médio Tapajós. Estado do Pará, *Boletim DNPM/DFPM*, Rio de Janeiro, 126, 55p.
- Barros, M.A.S., Barros, A.J.P., Santos, J.O.S., Rocha, M.L.B.P. (2015). Extension of the Tapajós Domain to the Alta Floresta Gold Province: evidence from U–Pb SHRIMP ages of the Nhandu Intrusive Suite at 1962 and 1967 Ma. *14º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Marabá, SBG.
- Bettencourt, J.S., Juliani, C., Xavier, R.P., Monteiro, L.V.S., Neto, A.C.B., Klein, E.L., Assis, R.R., Leite Jr., W.B., Moreto, C.P.N., Fernandes, C.M.D., Pereira, V.P. (2016). Metallogenetic systems associated with granitoid magmatism in the Amazonian craton: Na overview of the presente level of understanding and exploration significance. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 22–49.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite, W.B., Payolla, B.L. (1999). Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazon Craton, Brazil: I-reconnaissance U–Pb geochronology and regional implications, *Precambrian Research*, 95, 41–67.
- Botcharnikov, R.E., Linnen, R.L., Wilke, M., Holtz, F., Jugo, P.J., Berndt, J. (2011). High gold concentrations in sulphide-bearing magmas under oxidizing conditions, *Nature Geoscience*, v, 112–115.
- Bott, M.P.H., Kusznir, N.J. (1984). The origin of tectonic stress in the lithosphere, *Tectonophysics*, 105, 1–13.
- Brito, M.F.L., Almeida, M.E., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S. (1999). Caracterização petrográfica e litogeoquímica do granito Igarapé Escondido: um granito rapakivi na Província Aurífera do Tapajós. In: 7º Congresso Brasileiro de Geoquímica. Porto Seguro, SBG, anais 664 p.
- Brito, M.F.L., Fraga, L.M.B., Silva, L.C., Santos, J.O.S. (2000). Complexo Cauaburi. In: Almeida, M.E. (ed). *Geologia e recursos minerais das folhas NA.20-Y e SA.20-V-A e SA.20-V-B*, Projeto Serra Imeri. Manaus: CPRM, nota explicativa (CD-ROM).
- Brito, M.F.L. (2000). *Granito Pepita*. In: Ferreira, A.L., Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Monteiro, M.A.S. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga SB.21-Y-B, Estado do Amazonas e Pará, escala 1:250.000, nota explicativa. Manaus, CPRM.
- Brown, M. (1994). The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally derived granite connection in thickened orogens, *Earth-Science Reviews*, 36, 83–130.
- Burnham, C.W. (1979). Magmas and hydrothermal fluids, in Barnes, H.L., ed., *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2nd edition. New York, John Wiley, 71–136.
- Butt, C.R.M. (2016). The development of regolith exploration geochemistry in the tropics and sub-tropics, *Ore Geology Reviews*, 73, 380–393.
- Cannell, J., Cooke, D.R., Walshe, J.L., Stein, H. (2005). Geology, mineralization, alteration, and structural evolution of the El Teniente porphyry Cu–Mo deposit, *Economic Geology*, 100, 979–1003.
- Caritat, P. (1993). Chlorite geothermometry: a review, *Clays and Clays Minerals*, 41(2), 219–239.
- Carneiro, C.C., Carreiro-Araújo, S., Juliani, C., Crósta, A.P., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D. (2013). Arcabouço crustal do Cráton Amazonas: uma abordagem a partir de dados gravimétricos e magnetométricos. In: *13º Simpósio de Geologia da Amazônia*. Belém, SBG.
- Carneiro, C.C., Carreiro-Araújo, S., Juliani, C., Crósta, A.P., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D. (2014). Arcabouço crustal da região sul do Cráton Amazonas. Evidências

- geofísicas e implicações tectônicas. In: 47º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, SBG.
- Carneiro, C.C., Juliani, C., Carreiro-Araújo, S.A., Monteiro, L.V.S., Crósta, A.P., Fernandes, C.M.D. (2018). New crustal framework in the Amazon Craton based on geophysical data: evidences of deep east-west trending suture zones, *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, not yet published.
- Cassini, L.V. (2016). *Alteração hidrotermal e gênese da mineralização aurífera do Patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 153 p.
- Castillo, P.R., Janney, P.E., Solidum, R.U. (1999). Petrology and geochemistry of Camiguin Island, Southern Philippines: insights to the source of adakites and other lavas in a complex arc setting, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 134, 33–51.
- Closs, M., Sapiie, B. (2013). Porphyry copper deposits: strike-slip faulting and throttling cupolas, *International Geology Review*, 55(1), 43–65.
- Chappell, B.W., White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types, *Pacific Geology*, 8, 173–174.
- Cooke, D.R., Baker, M., Hollings, P., Sweet, G., Chang, Z., Danyushevsky, L., Gilbert, S., Zhou, T., White, N.C., Gemmell, B., Inglis, S. (2014). New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems – Epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments, *Society of Economic Geologists Special Publication*, 18, 127–152.
- Cooke, D.R., Barker, M., Hollings, P., Sweet, G., Chang, Z., Danyushevsky, L., Gilbert, S., Zhou, T., White, N.C., Gemmell, B., Inglis, S. (2014b). New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems – epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments, *Economic Geology Special Publication*, 18, 127–152.
- Cordani, U.G., Tassinari, C.C.G., Teixeira, W., Kawashita, K., Basei, M.A.S. (1979) Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. *Congresso Geológico Chileno*, Santiago, Sociedad Geológica de Chile, 4, 134–148.
- Cordani, U.G., Teixeira, W. (2007) Proterozoic accretionary belts in the Amazonian craton. In: R.D. Hatcher Jr., M.P. Carlson, J.H. McBride, J.R. Martínez-Catalán, 4-D framework of continental crust, *Geol. Soc. of America*, Memoirs, 200, 297–320.
- Cordani, U.G., Teixeira, W., D'Agrella-Filho, M.S., Trindade, R.I. (2009) The position of the Amazonian Craton in supercontinents, *Gondwana Research*, 15, 396–407.
- Coutinho, M.G.N., Sperling, E.V., Soares, J.M.H. (2008) *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. Rio de Janeiro, CPRM, 421 p.
- Cox, S.F., Knackstedt, M.A., Braun, J. (2001). Principles of structural control on permeability and fluid flow in hydrothermal systems, *Reviews in Economic Geology*, 14, 1–24.
- Cunha, P.R.C., Gonzaga, F.G., Coutinho, L.F.C., Feijó, F.J. (1994). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 8(1), 47–55.
- CPRM. (2017). *Projeto aerogeofísico Cachoeira do Curuá - 1134*, Relatório final do levantamento e processamento dos dados magnetométricos e gamaespectrométricos. Brasília, CPRM, 180 p.
- Dall'Agnoll, R., Althoff, F.J., Souza, Z.S., Leite, A.A.S. (1998). Associações granitóides arqueanas do terreno granito-greenstone de Rio Maria, Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte.
- Dall'Agnoll, R., Macambina, M.J.B. (1992). Titanita-biotita granitos do baixo rio Uaupés, Província Rio Negro, Amazonas. Parte I: petrografia e geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 22, 3–14.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1992). *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow, Pearson, 696 p.

- Defant, M.J., Drummond, M.S. (1990). Derivation of some modern arc magmas by melting of Young subducted lithosphere, *Nature*, 347, 662–665.
- Duarte, T.B. (2015). *Geologia, geoquímica e geocronologia do Domínio Vulcânico do Arco Magmático Juruena, SW do Cráton Amazônico: implicações geotectônicas*. Dissertação (Mestrado). Campinas, Instituto de Geologia, UNICAMP, 124 p.
- Ducea, M.N., Saleeby, J.B., Bergantz, G. (2015). The architecture, chemistry, and Evolution of continental magmatic arcs, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 43, 299–331.
- Eby, G.N. (1992). Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications, *Geology*, 20, 641–644.
- Echeverri-Misas, C.M. (2015). *Geologia e alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA)*. Tese (Doutorado). São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 285 p.
- Elshakaki, A., Graedel, T.E., Ciacci, L., Reck, B.K. (2016). Copper demand, supply, and associated energy use to 2050, *Global Environmental Change*, 39, 305–315.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Lagler, B., Moura, C.A.V. (2008). O sistema vulcano-plutônico paleoproterozoico da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. In: 4º Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Foz do Iguaçu, SBG.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Lagler, B., Missas, C.M.E. (2011). High-K calc-alkalite to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: exclusively crustal sources or only mixed Nd model ages?, *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 351–368.
- Ferreira, A.L., Almeida, M.E., Brito, M.F.L., Monteiro, M.A.S. (2000). *Geologia e Recursos Minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estado do Amazonas e Pará. Escala 1:250.000*. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Nota Explicativa. Manaus: CPRM.
- Filho, R.A. (1984). Multiseasonal and geobotanical approach in remote detection of albitized-greisenized areas in the Serra da Pedra Branca Granitic Massif, Goiás State, Brazil, *Economic Geology*, 79, 1914–1920.
- Fournier, R.O. (1999). Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment, *Economic Geology*, 94, 1193–1212.
- Frost, B.R., Frost, C.D. (2008). A geochemical classification for feldspathic igneous rocks, *Journal of Petrology*, 49, 1955–1969.
- Guimarães, S.B., Klein, E.V., Chaves, C.L., Souza, S.M., Castro, J.M.R., Queiroz, J.D.S., Feio, J.V.B., Lima, R.G.C. (2015). *Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: área sudoeste do Tapajós, Estado do Pará*. Brasília, CPRM, informe de recursos minerais, série Províncias Minerais do Brasil, 3, 63 p.
- Gupta, R.P. (2003). *Remote sensing geology*. Heidelberg, Springer, 656 p.
- Gustafson, L.B., Hunt, J.P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile, *Economic Geology*, 70, 857–912.
- Hart, T.R., Gibson, H.L., Leshner, C.M. (2004). Trace element geochemistry and petrogenesis of felsic volcanic rocks associated with volcanogenic massive Cu–Zn–Pb sulfide deposits, *Economic Geology*, 99(5), 1003–1013.
- Hasui, Y., Carneiro, C.D.R., Almeida, F.F.M., Bartorelli, A. (2012) *Geologia do Brasil*. São Paulo, Beca, 900 p.
- Hedenquist, J.W., Richards, J.P. (1998). The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits, *Reviews in Economic Geology*, 10, 235–256.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A., Gonzalez-Urrien, E. (2000). Exploration for epithermal gold deposits, *Society of Economic Geology Reviews*, 13, 245–277.

- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile, *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455–489.
- Ishihara, S. (1981). The granitoid series and mineralization, *Economic Geology 75<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 458–484.
- Ishikawa, Y., Sawaguchi, T., Iwaya, S., Horiuchi, M. (1976). Delineation of prospecting targets for Kuroko deposits based on modes of volcanism of underlying dacites and alteration haloes, *Mineralogical Geology*, 26, 157–176.
- Isotta, C.A.L., Carneiro, J.M., Kato, H.T., Barros, R.J.L. (1978). *Projeto Província Estanífera de Rondônia*. Relatório Final, 12. Porto Velho: CPRM.
- Johnson, D.E. (1998). *Applied multivariate methods for data analysts*. California, Duxbury, 567 p.
- Juliani, C., Corrêa-Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Nunes, C.M.D. (2002). The Batalha Au-Granite System – Tapajós Province, Amazonian Craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implication. *Precambrian Research*, 119, 225–256.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Silva, R.H.C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R., Neto, A.A. (2005) Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints, *Chemical Geology*, 215, 95–125.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D. (2010). Well-preserved late paleoproterozoic volcanic centers in São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191, 167–179.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Fernandes, C.M.D., Carneiro, C.C., Misas, C.M.E., Lagler, B., Bocanegra, M.A.A., Tokashiki, C.C. (2013) Controle tectônico e eventos magmáticos associados às mineralizações epitermais, do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de prospectividade. *III Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, SBG.
- Juliani, C., Carneiro, C.C., Fernandes, C.M.D., Monteiro, L.V.S., Crósta, A.P., Carreiro-Araujo, S.A, Echeverri-Misas, C.M., Tokashiki, C.C., Aguiar-Bocanegra, M.A. (2014). Arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. In: *XLVII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, SBG.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D., Monteiro, L.V. (2015). Características da subducção, paleoclima e eventos erosivos paleoproterozoicos (2,1 – 1,88Ga) e seus efeitos na estruturação da parte sul do Cráton Amazônico. *14º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Marabá, SBG.
- Klein, E.L., Almeida, M.E., Vasquez, M.L., Bahia, R.B.C., Quadros, M.L.E.S., Ferreira, A.L. (2000). PROMIN – Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Província Mineral do Tapajós. Estados do Pará e do Amazonas. Escala 1:500:000. Nota Explicativa. Belém: CPRM.
- Kroonenberg, S.B., de Roever, E. (2010). Geological evolution of the Amazonian Craton, In: Hoorn, C., Wesselingh, F.P. (orgs.), *Amazonia, landscape and species evolution: A look into the past*. Oxford: Blackwell, 2010, 9–28.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J-M., Lima, E.F. (2002) Geology, geochemistry, and Pb–Pb zircon geochronology of the paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119, 189–223.
- Large, R.R., Gemmell, J.B., Paulick, H. (2001). The Alteration Box Plot: A simple approach to understanding the relationship between alteration mineralogy and lithogeochemistry associated with volcanic-hosted massive sulfide deposits, *Economic Geology*, 96, 957–971.
- Leal, J.W.L., Silva, G.H., Abreu, A.S., Lima, M.I.C. (1976). Granito Serra da Providência. In: *29º Congresso Brasileiro de Geologia*. Ouro Preto, SBG, 187 p.



- Leite, J.A.D., Saes, G.S. (2003). Geocronologia Pb–Pb de zircões detríticos e análise estratigráfica das coberturas sedimentares proterozoicas do sudoeste do Cráton Amazônico, *Geologia USP Série Científica*, 3(1), 113–127.
- Le Maitre, R.W. (1989). *Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks*. Oxford, Blackwell, 256 p.
- Loiselle, M.C., Wones, D.R. (1979). Characteristics of anorogenic granites, *Geological Society of America*, Abstracts with Programs, 11, 468.
- Loucks, R.R. (2014). Distinctive composition of copper-ore-forming arc magmas, *Australian Journal of Earth Sciences*, 61, 5–16.
- Lowell, J.D., Guilbert, J.M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry copper ore deposits, *Economic Geology*, 65, 373–408.
- Månberger, A., Stenqvist, B. (2018). Global metal flows in the renewable energy transition: exploring the effects of substitutes, technological mix and development, *Energy Policy*, 119, 226–241.
- Mathieu, L. (2018). Quantifying hydrothermal alteration: a review of methods, *Geosciences*, 8, 245–271.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., Nicolescu, S. (2005). World Skarn Deposits, *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary Volume*, 299–336.
- Melo, A.F.F., Oliveira, J.R., Dátona, R.J. (1980). Metamorfitos arqueanos e granitoides pré-Uatumã das regiões dos rios Tapajós (alto curso) e Aripuanã (médio curso). Relatório Interno. CPRM, 133 p.
- Misas, C.M.E. (2010) *Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA)*. Dissertação de Mestrado. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 235 p.
- McDonough, W.F., Sun, S.S. (1995). The composition of the Earth, *Chemical Geology*, 120, 223–253.
- McGary, R.S., Evans, R.L., Wannamaker, P.E., Elsenbeck, J., Rondenay, S. (2015). Pathway from subducting slab to surface for melt and fluids beneath Mount Rainier. *Nature*, 511, 338–340.
- Monteiro, M.A.S. (2000). Diabásio Crepori. In: Almeida, M.E., Soares, M.E., Brito, M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S. PROMIN – Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB.21-V-D, Estado do Amazonas e Pará, escala 1:250.000, nota explicativa. Manaus, CPRM.
- Montreuil, J.F., Corriveau, L., Grunsky, E.C. (2013). Compositional data analysis of hydrothermal alteration in IOCG systems, Great Bear magmatic zone, Canada: to each alteration type its own geochemical signature, *Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis*, 13(4), 229–247.
- Oyarzun, R., Márquez, A., Lillo, J., López, I., Rivera, S. (2001). Giant versus small porphyry copper deposits of Cenozoic age in northern Chile: adakitic versus normal calc-alkaline magmatism, *Mineralium Deposita*, 36, 794–798.
- Payolla, B.L., Bettencourt, J.S., Kozuch, M., Leite Jr, W.B., Fetter, A., Van Schmus, W.R. (2002). Geological evolution of the basement rocks in the east-central part of the Rondônia Tin Province, SW Amazonian Craton, Brazil: U–Pb and Sm–Nd isotopic constraints, *Precambrian Research*, 119, 141–169.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks, *Geological Society Special Publication*, 7, 14–24.
- Pearce, J.A. (1996). A users guide to basalt discrimination diagrams, trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *Geological Association of Canada*, short course notes, 12, 79–113.

- Peng, H.J., Zhang, C.Q., Mao, J., Santosh, M., Zhou, Y.M., Hou, L. (2015). Garnets in porphyry–skarn systems: a LA-ICP-MS, fluid inclusion, and stable isotope study of garnets from the Hongni–Hongshan copper deposit, Zhongdian area, NW Yunnan Province, China, *Journal of Asian Earth Sciences*, 103, 229–251.
- Pessoa, M.R., Santiago, A.F., Andrade, A.F., Nascimento, O.J.O., Santos, J.O.S., Oliveira, A.J.R., Lopes, R.C., Prazeres, W.V. (1977) *Projeto Jamanxim: Relatório final*. Manaus, DNPM/CPRM.
- Perrota, M.M., Almeida, T.I.R., Andrade, J.B.F., Filho, C.R.S., Rizzotto, G.J., Santos, M.G.M. (2008). Geobotânica por sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria aplicados ao mapeamento geológico da Amazônia: um estudo comparativo no vale do Guaporé (MT), *Revista Brasileira de Geociências*, 38(1), 153–166.
- Pinheiro, S.S., Ferreira, A.L. (1999). Sugestão para redefinição da denominação Formação Palmares, região do alto Tapajós, sudoeste do estado do Pará. Manaus, CPRM, 4 p.
- Ponte, M.V. (2016) *Gênese da mineralização aurífera epitermal de Mato Velho, Província Mineral do Tapajós, Pará*. Monografia. São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 126 p.
- Popini, M.V.F., Almeida, M.E. (1997). Complexo Cuiú-Cuiú – descrição das características de campo e petrográficas. In: Geologia, petrografia, litogeoquímica preliminar e mineralizações – Folha Vila Mamãe Anã, relatório de progresso. Manaus, CPRM, 8–11.
- Popini, M.V.F., Ferreira, A.L., Pinheiro S.S. (2000). Formação Buiúçu. In: Almeida, A.L., Brito, M.F.L., Ferreira, A.L., Monteiro, M.A.S. *PROMIN – Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã, SB.21-V-D, Estados do Pará e Amazonas, escala 1:250.000, nota explicativa*. Manaus, CPRM.
- Prazeres, W.V., Santos, A.J., Campos, M.J.F., Cavalcante, O.A. (1979). *Projeto estanho dos granitos Maloquinha, relatório final*. Manaus, CPRM, 11, 301 p.
- Queiroz, J.D.S., Klein, E.L., Rodrigues, J.B. (2015). Rochas intrusivas na Formação Castelo dos Sonhos, Cráton Amazônico: petrografia, geocronologia, geoquímica e implicações para as idades de sedimentação e da mineralização do depósito aurífero Castelo de Sonhos, *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 10(3), 341–380.
- Reich, M., Palacios, C., Vargas, G., Luo, S., Cameron, E.M., Leybourne, M.I., Parada, M.A., Zúñiga, A., You, C-F. (2009). Supergene enrichment of copper deposits since the onset of modern hyperaridity in the Atacama Desert, Chile, *Mineralium Deposita*, 44(5), 497–504.
- Ricci, P.S.F. (1999). *Síntese das descrições petrográficas das unidades do PROMIN – Tapajós. Relatório de Progresso – parte II*. Relatório Interno. Belém: CPRM.
- Richards, J.P. (2003). Tectono-magmatic precursors for porphyry Cu-(Mo-Au) deposit formation, *Economic Geology*, 96, 1515–1533.
- Richards, J.P., Kerrich, R. (2007). Adakite-like rocks: Their diverse origins and questionable role in metallogenesis, *Economic Geology*, 102, 537–576.
- Richards, J.P. (2011) Magmatic to hydrothermal metal fluxes in convergent and collided margins. *Ore Geology Reviews*, 40, 1–26.
- Richards, J.P. (2015). The oxidation state, and sulfur and Cu contents of arc magmas: Implications for metallogeny. *Lithos*, 233, 27–45.
- Rickwood, P.C. (1989). Boundary lines within petrologic diagram which use oxides of major and minor elements, *Lithos*, 22, 247–263.
- Rizzotto, G.J. Scandollara, A.J.E., Silva, A.C.R., Dall’Agnoll, L.R., Bettencourt, T.J.S., Morais, P. R. (1995). Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência rapakivi granite – Rondônia, Brazil. In: Symposium of Rapakivi Granite and Related Rocks. Belém, UFPA/IUGS/UNESCO/IGCP, 67–68.
- Rizzotto, G.J., Chemale, F., Lima, E.F., Van Schmus, W.R., Fetter, A. (1999). Dados isotópicos Sm–Nd e U–Pb das rochas da sequência metavulcanossedimentar Nova Brasilândia (SMNB) – RO. In: Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus: CPRM, 490–493.
- Robb, L. (2005). *Introduction to ore-forming processes*. Oxford, Blackwell, 373 p..

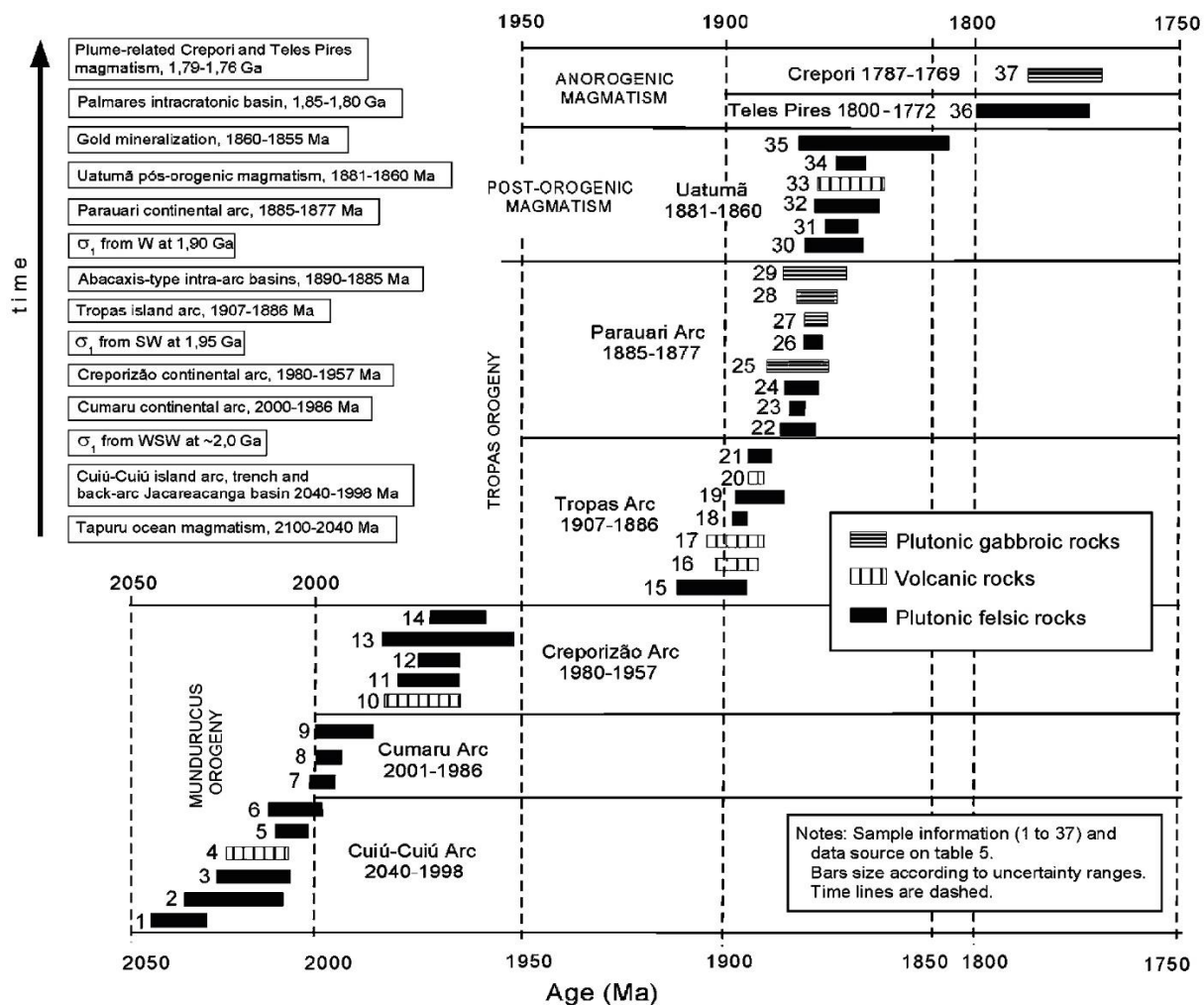
- Rollinson, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. New York, Routledge, 352 p.
- Rowan, L.C., Crowley, J.K., Schmidt, R.G., Ager, C.M., Mars, J.C. (2000). Mapping hydrothermally altered rocks by analyzing hyperspectral image (AVIRIS) data of forested areas in the Southeastern United States, *Journal of Geochemical Exploration*, 68, 145–166.
- Saes, G.S., Leite, J.A.D., Quadros, A.P. 2002. Litocronoestratigrafia da sedimentação mesoproterozóica do sudoeste do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, anais 332.
- Sabins, F.F. (1999). Remote sensing for mineral exploration, *Ore Geology Reviews*, 14, 157–183.
- Santos, D.B., Fernandes, P.E.C.A., Dreher, A.M., Cunha, F.M.B., Basei, M.A.S., Teixeira, W. (1975) *Folha SB. 21 Tapajós; geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra*. Projeto RADAMBRASIL. Rio de Janeiro, DNPM.
- Santos, J.O.S., Reis Neto, J.M. (1982). Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, anais 339–348.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E. (1997). Reconnaissance U–Pb in zircon, Pb–Pb in sulphides and review of Rb–Sr geochronology in the Tapajós Gold Province, Pará-Amazonas States, Brazil: In: South American Symposium on Isotope Geology. Campos de Jordão, SBG, 280–282.
- Santos, J.O.S. (1999). New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. In: *New development in economic geology. Centre for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits*, University of Western Australia, Perth.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N., Fletcher, I.R. (2000) A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4), 453–488.
- Santos, J.O.S., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Moura, M.A., McNaughton, N.J. (2001). Gold deposits of the Tapajós and Alta Floresta Domains, Tapajós–Parima orogenic belt, Amazon Craton, Brazil, *Mineralium Deposita*, 36, 278–299.
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.R., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R. (2001b). Ages of sedimentary basins related to the Sunsás and Juruaena Orogenic cycles, southwestern Amazon Craton, established by zircon U–Pb geochronology. In: *South American Symposium on isotope geology*, 3. Pucon, Chile.
- Santos, J.O.S. (2003). Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M. Gonçalves, J.H. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG*. Brasília: Editora UnB, 2003, 692 p.
- Santos, J.O.S., Breemen, O.B.V., Groves, D.I., Hartmann, L.A., Almeida, M.E., McNaughton, N.J., Fletcher, I.R. (2004). Timing and evolution of multiple paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U–Pb geochronology, *Precambrian Research*, 131, 73–109.
- Santos, J.O.S., Rizzoto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale, F., Quadros, M.E.S. (2008) Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165, 120–152.
- Sato, K. (1998). *Evolução crustal da Plataforma Sul Americana com base na geoquímica isotópica Sm–Nd*. Tese (Doutorado). São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 325 p.
- Schmidt, M.W., Jagoutz, O. (2017). The global systematics of primitive arc melts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18, 2817–2854.
- Sillitoe, R.H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105, 3–41.

- Silva, G.G., Lima, M.I.C., Andrade, A.R.F., Issler, R.S., Guimarães, S.G. (1974). *Geologia da Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins*. In: Levantamento de Recursos Minerais, Brasil, DNPM, Projeto RADAM. Rio de Janeiro, DNPM, 1–172.
- Silva, A.R.B. (1982). Considerações sobre as mineralizações auríferas da Região do Tapajós. In: I Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, SBG, 100–115.
- Silva, M.G., Abram, M.B. (2008). Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena–Teles Pires, Mato Grosso. *Informe de Recursos Minerais, Série Ouro*, 16. Goiânia: CPRM, 212 p.
- Sinclair, W.D. (2007). Porphyry deposits. In: Goodfellow, W.D. (Ed.), *Mineral deposits of Canada: A synthesis of major deposit-types, district metallogeny, the evolution of geological provinces, and exploration methods*, Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication, 5, 223–243.
- Sperling, E.V., Soares, J.M.H. (2014). *Metalogênese das províncias tectônicas brasileiras*. Silva, M.G., Neto, M.B.R., Jost, H., Kuyumjian, R.M. (orgs.). Belo Horizonte, CPRM, 611 p.
- Suszczynski, E. (1970) La geologie et la tectonique de la Plateforme Amazonienne. *Geol. Rundschau*, 59(3), 1232–1253.
- Taghipour, B., Moore, F., Mackizadeh, M.A., Taghipour, S. (2013). Hydrothermal garnet in porphyry copper related skarn deposits, Ali-Abad, Yazd Province, Iran, *Iranian Journal of Science & Technology*, A1, 11–22.
- Tassinari, C.C.G. (1996). *O mapa geológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*, Tese (Livre-docência). São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 257 p.
- Tassinari, C.C.G.; Macambira, M. (1999) Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22(3), 174–182.
- Tassinari, C.C.G., Macambira, M.J.B. (2004) A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: V. Mantesso Neto, A. Batorelli, C.D.R. Carneiro, B.B. de Brito-Neves (Eds.) *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida* (471–485). São Paulo, Beca.
- Thompson, A.J.B., Thompson, J.F.H., Dunne, K.P.E. (1996). *Atlas of alteration: a field and petrographic guide to hydrothermal alteration minerals*. Vancouver, Geological ASSN of Canada, 119 p.
- Tokashiki, C.C. (2015) *Mineralizações low- e intermediate-sulfidation de ouro e de metais base em domos de riolito paleoproterozóicos na porção sul da Província Mineral do Tapajós*. Tese (Doutorado). São Paulo, Instituto de Geociências, USP, 188 p.
- Tosdal, R.M., Richards, J.P. (2001). Magmatic and structural controls on the development of porphyry Cu±Mo±Au deposits, *Reviews in Economic Geology*, 14, 157–181.
- Travassos, W.A.S., Filho, B.C.M. (1990). Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 4(3), 299–314.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E.S., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P.S.F., Sachett, C.R., Silva, C.M.G., Macambira, M.J.B. (1999). Magmatismo Uatumã na Província Mineral do Tapajós: novos dados geocronológicos. In: VI Simpósio de Geologia da Amazônia. Manaus, SBG, 471–474.
- Vasquez, M.L.; Klein, E.L. (2000). *Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21–ZC). Estado do Pará, Escala 1:250.000*. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil [CD-ROM].
- Vasquez, M.L., Klein, E.L. (2000b). Projeto especial Província Mineral do Tapajós (PROMIN-TAPAJÓS). Geologia e recursos minerais da Folha Rio Novo (SB.21-Z-C), Estados do Amazonas e Pará, escala 1:250.000. Brasília, CPRM, 45 p.
- Vasques, M.L., Ricci, P.S.F., Klein, E.L., Santos, A., Martins, R.C. (2000). *Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas*. In: Vasquez, M.L., Klein, E.L. (eds.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da filha Rio Novo (SB.21-Z-C), estado do Pará, escala 1:250.000, nota explicativa. Belém, CPRM.

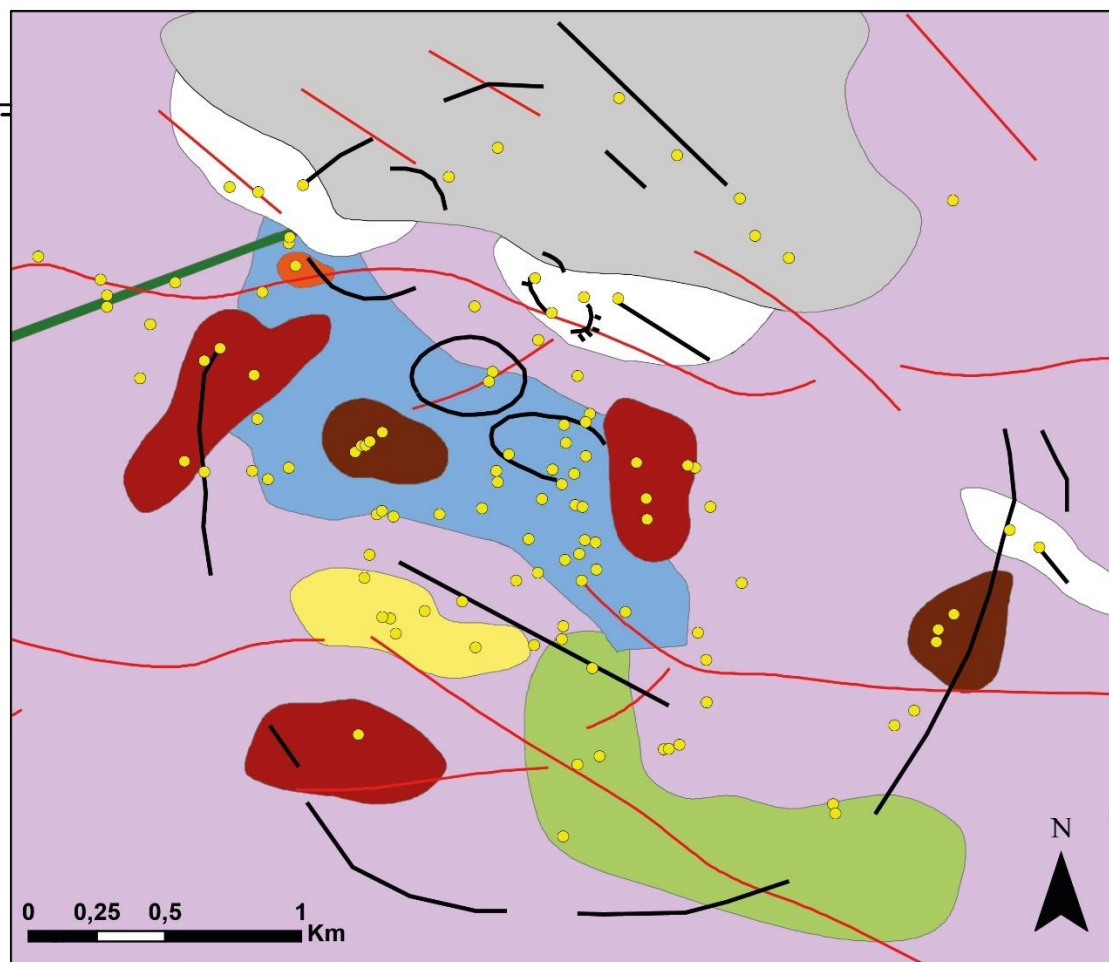


- Vasquez, M.L., Sousa, C.S., Carvalho, J.M.A. (2008). *Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará, escala 1:1.000.000*. Programa Geologia do Brasil (PGB): Integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil, mapas geológicos estaduais, CPRM, Belém.
- Wilkinson, J.J., Chang, Z., Cooke, D.R., Baker, M.J., Wilkinson, C.C., Inglis, S., Chen, H., Gemmell, J.B. (2015). The chlorite proximator: a new tool for detecting porphyry ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration*, 152, 10–26.
- Xavier, R., Monteiro, L.V.S., Moreto, C.P.N., Pestilho, A.L.S., Melo, G.H.C., Silva, M.A.D., Aires, B., Ribeiro, C., Freitas e Silva, F.H. (2012). The iron oxide copper-gold systems of the Carajás Mineral Province, Brazil, *Economic Geology Special Publication*, 16.
- Xueqiu, W., Bimin, Z., Xin, L., Shanfa, X., Wensheng, Y., Rong, Y. (2016). Geochemical challenges of diverse regolith-covered terrains for mineral exploration in China, *Ore Geology Reviews*, 73, 417–431.
- Yokoi, Y.O., Oliveira, A.L.A.M., Tachibana, J. (2001). General economic geology of the High Tapajós Basin (The “Cachimbo” Gráben) and its boundaries: a regional geological survey with exploratory purpose, *Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7(1).














## ANEXOS



**Anexo 1.** Sucessão de eventos de subducção relacionados a formação das rochas plutônicas e vulcânicas da Província Mineral do Tapajós, segundo Santos *et al.* (2004). Os autores propõem dois períodos, o primeiro de 2040–1880 Ma, nomeado de Orógeno Tapajós–Parima, e o segundo de 1870–1760 Ma, caracterizado como pós-orogênico. Durante o primeiro período haveria ocorrido a formação de diversos arcos de ilha e arcos continentais, que foram amalgamados a um núcleo arqueano, dispostos e estruturados segundo NW-SE. De acordo a concepção dos autores, o arco magmático continental Parauari é o único privado de rochas vulcânicas, e a mineralização de ouro da Província estaria relacionada aos eventos pós-orogênicos.

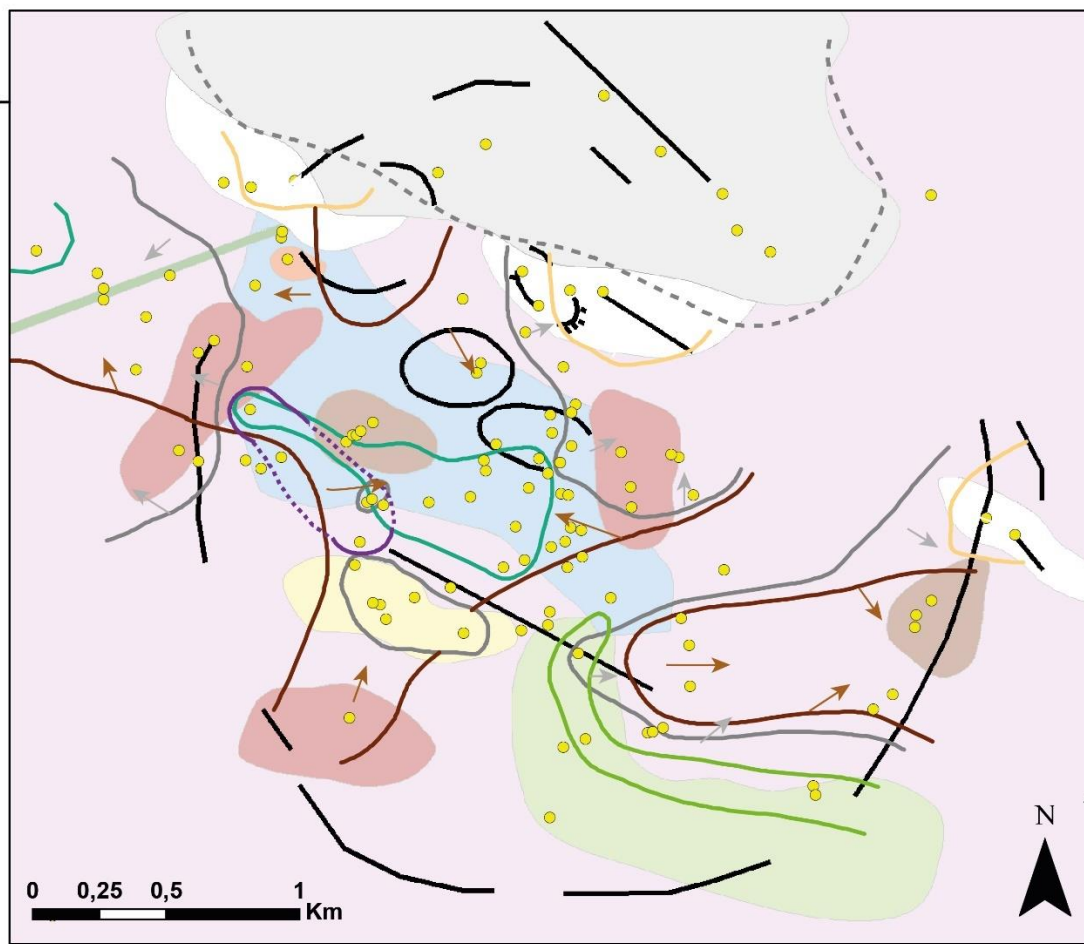


## LEGENDA

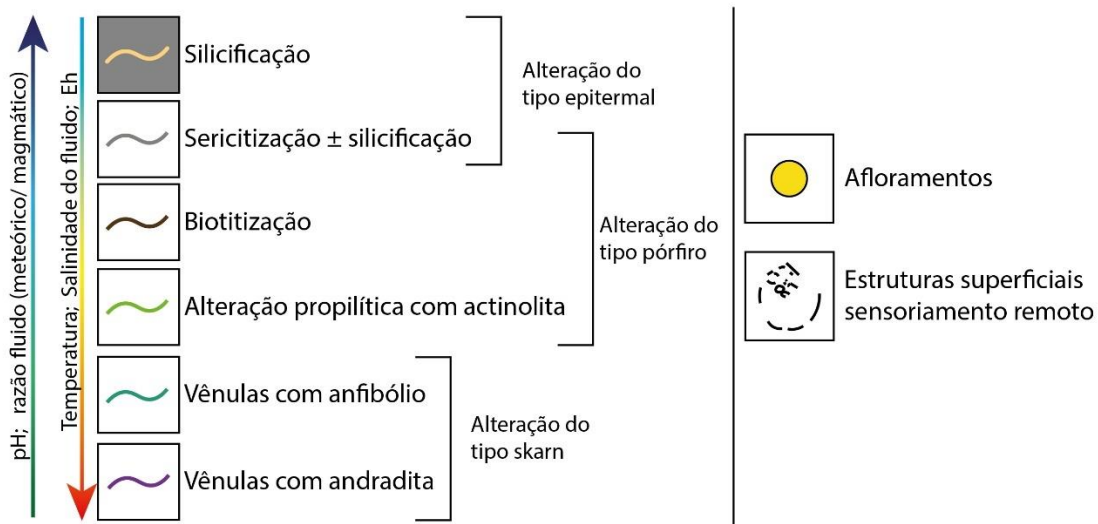
	Rocha hidrotermalizada		Afloramentos
	Metarenito (Fm. Castelo de Sonhos)		Estruturas crustais profundas
	Metarenito		Estruturas superficiais sensoriamento remoto
	Diabásio		
	Lapilli tufo		
	Riodacito		
	Dacito		
	Andesito		
	Andesito basáltico		
	Biotita grano- a monzogranito		

rochas vulcânicas a  
subvulcânicas porfíricas

**Anexo 2.** Mapa geológico para a área de estudo, escala 1:25.000. As rochas vulcânicas a subvulcânicas presentes caracterizam a série cálcio-alcálica estendida, típica associação de ambiente de arco magmático. As evidências de campo sugerem que estas rochas estão sobrepostas a Suíte Intrusiva Parauari, e ambas são cortadas por um dique de diabásio. Rochas metassedimentares recobrem as rochas vulcânicas. A unidade descrita como rocha hidrotermalizada consiste em rochas com forte silicificação e sericitização, e estão associadas a estruturas superficiais de direção NW-SE, mas estruturas profundas de direção E-W predominam em toda a região. Nenhum contato foi observado entre as unidades, mas perfis desenvolvidos ao longo da área indicam a predominância de rochas menos evoluídas na base que gradam para rochas mais evoluídas no topo.

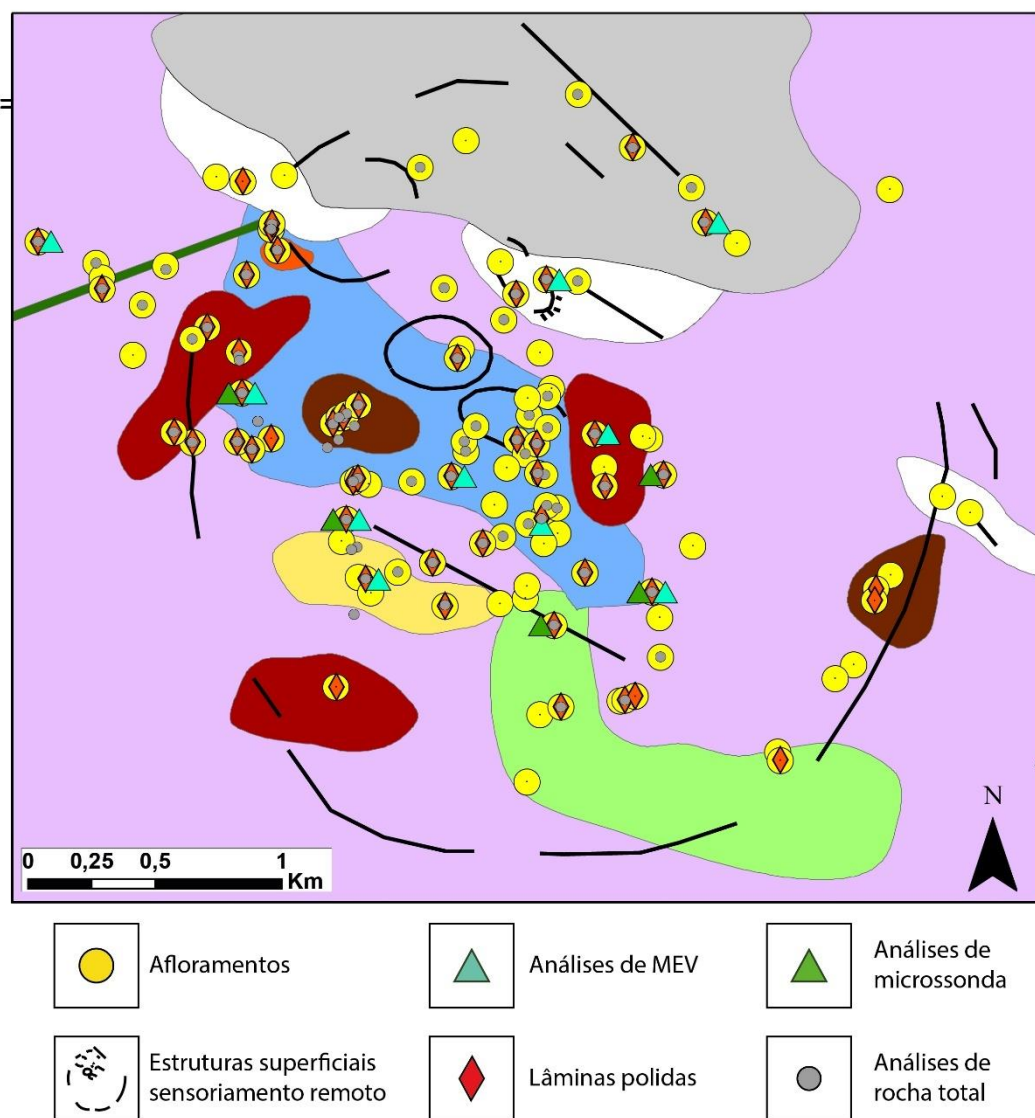


## LEGENDA

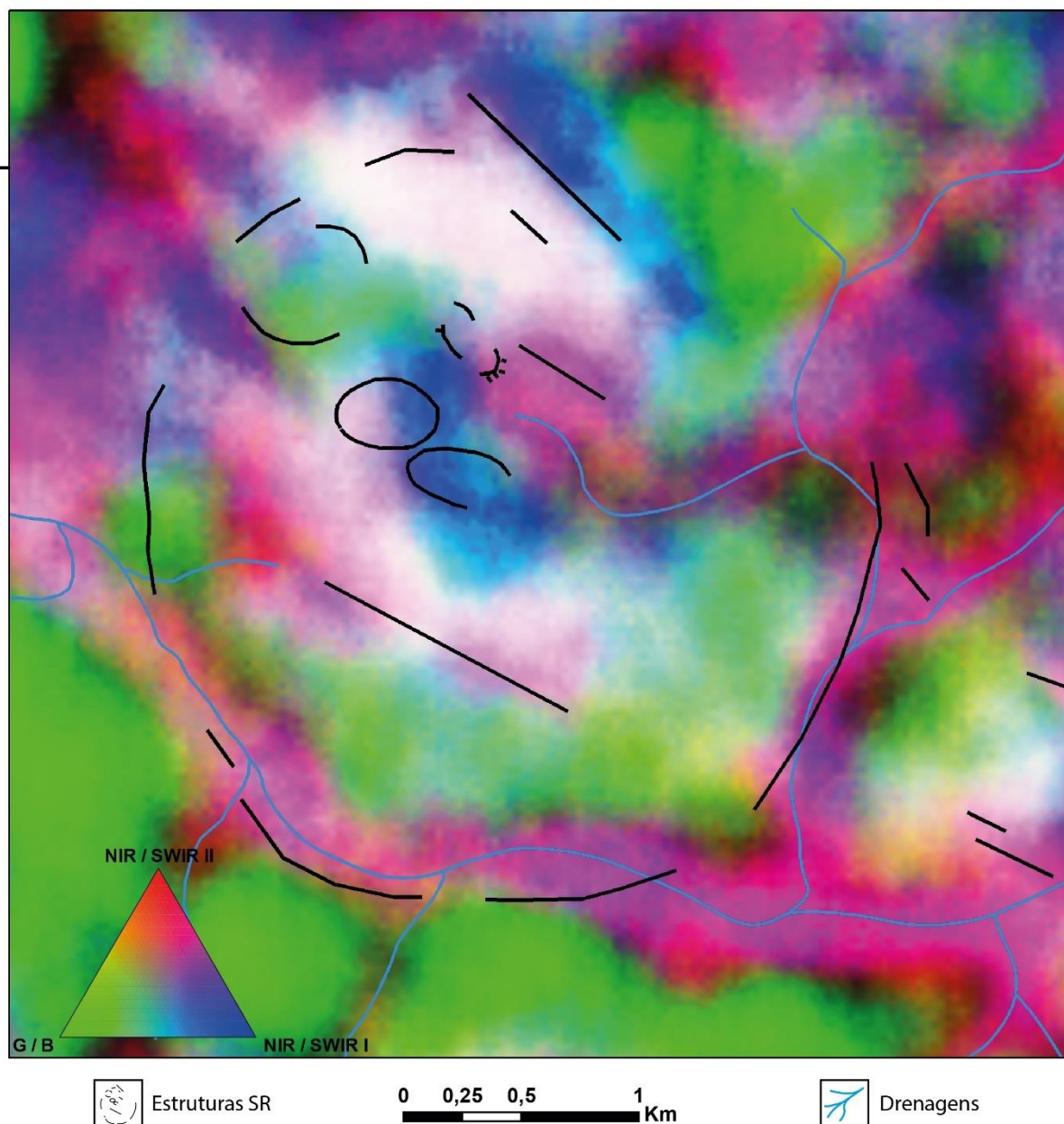


**Anexo 3.** Mapa de alteração hidrotermal sobreposto a mapa geológico (Anexo 2), escala 1:25.000. A alteração propilítica de baixa temperatura (epidoto ± clorita ± carbonato ± albita) ocorre distribuída por toda a área de estudo e não é apresentada no mapa. As alterações hidrotermais apresentam forte grau de sobreposição, e estão alinhadas aproximadamente WNW-ESE a NW-SE. As linhas de alteração hidrotermal representam o tipo de alteração predominante, e as setas indicam para qual direção sua intensidade aumenta. É possível reconhecer alterações de alta temperatura, que indicam metamorfismo de contato, na porção oeste da área de estudo, com a formação de *skarns*. Este metamorfismo sobrepõe um sistema de alteração do tipo pórfiro, o qual é por sua vez sobreposto por um sistema epitermal. As alterações hidrotermais a leste sugerem a presença de uma intrusão com afinidade mais alcalina, e mais profunda.



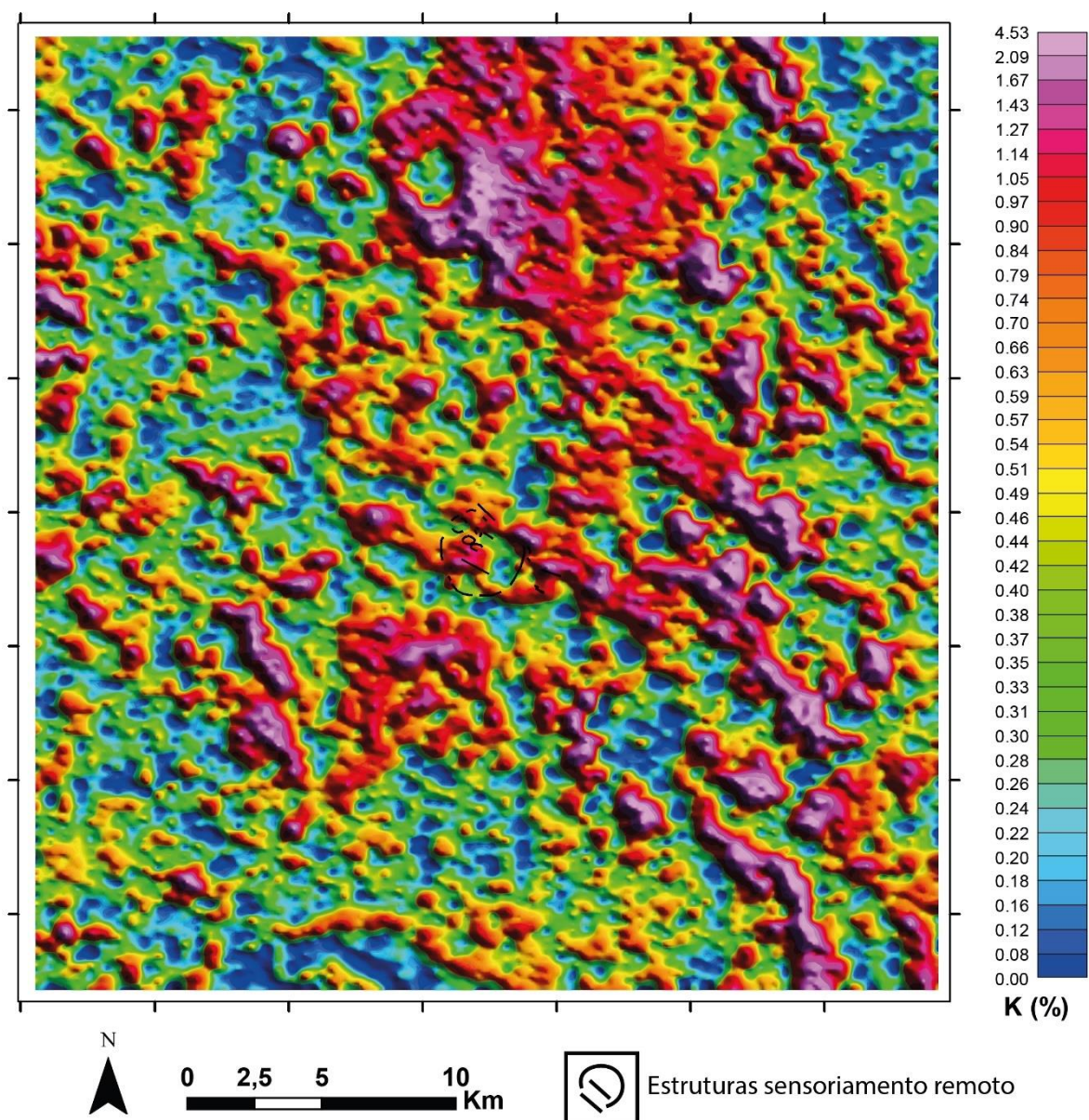


**Anexo 4.** Mapa geológico (Anexo 2) com base de dados para a área de estudo, escala 1:25.000. Realizou-se a descrição de aproximadamente 120 afloramentos. Foram confeccionadas 75 seções delgadas polidas, das quais 10 foram analisadas por EDS e 5 analisadas por WDS.

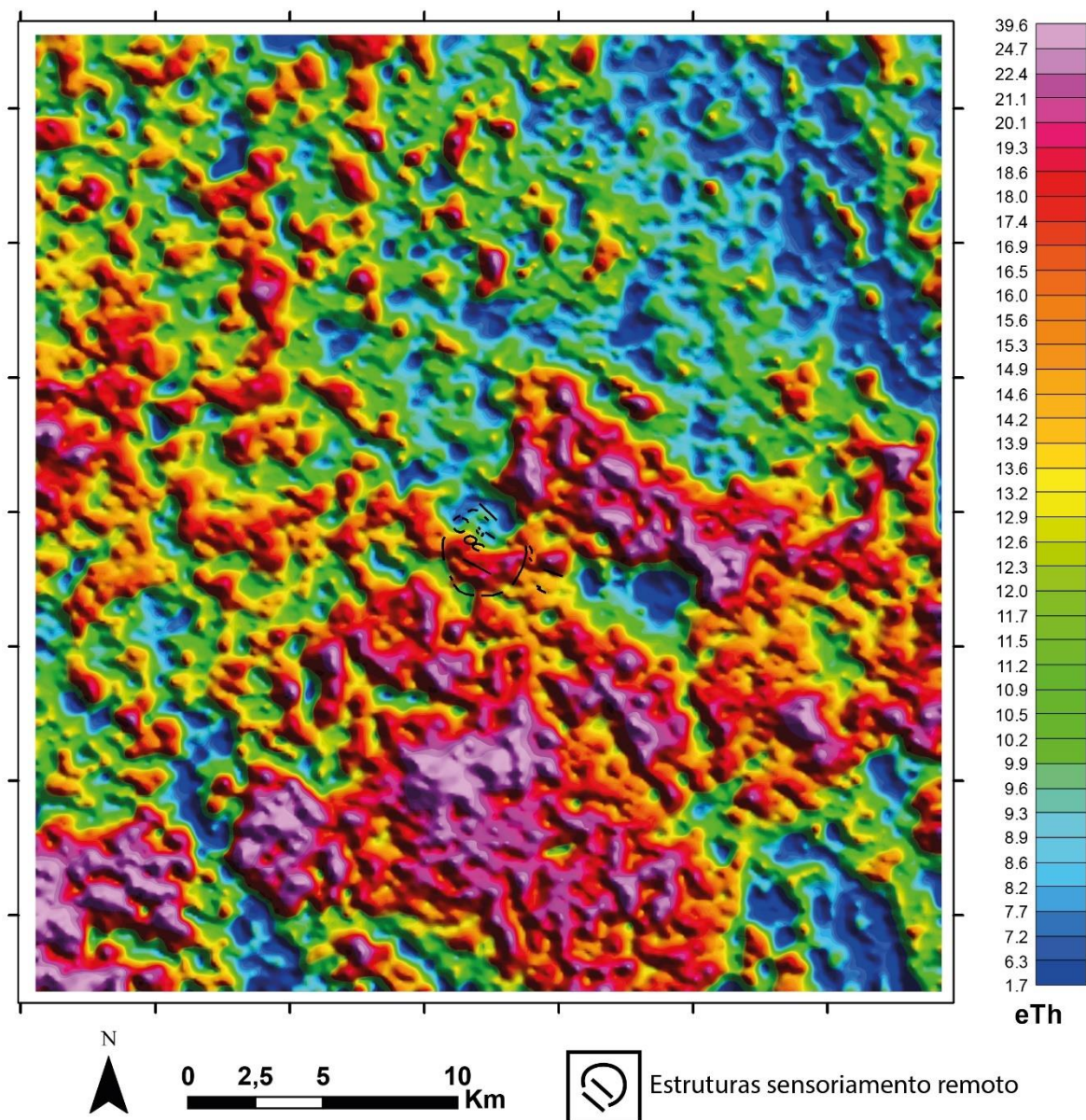


**Anexo 5.** Composição colorida construída a partir da PCA aplicada sobre razões de banda (Tabela 5). As regiões em vermelho (NIR / SWIR II) estão associadas a vegetação próxima a rios e com alta disponibilidade de água, e as regiões em verde (G / B) a vegetação de áreas planas. As regiões em azul (NIR / SWIR I) representam a vegetação de pé e meia encosta, enquanto que regiões em branco representam a vegetação de áreas mais elevadas. Não foi possível estabelecer boa correlação entre a resposta geobotânica e o litotipo ou a alteração hidrotermal presente nas rochas da área de estudo, apesar da feição topográfica estar diretamente relacionada com a erodibilidade das rochas presentes e de estruturas existentes. Estudos futuros com maior detalhe deverão melhorar a correlação geobotânica local com a composição química do solo e rocha.



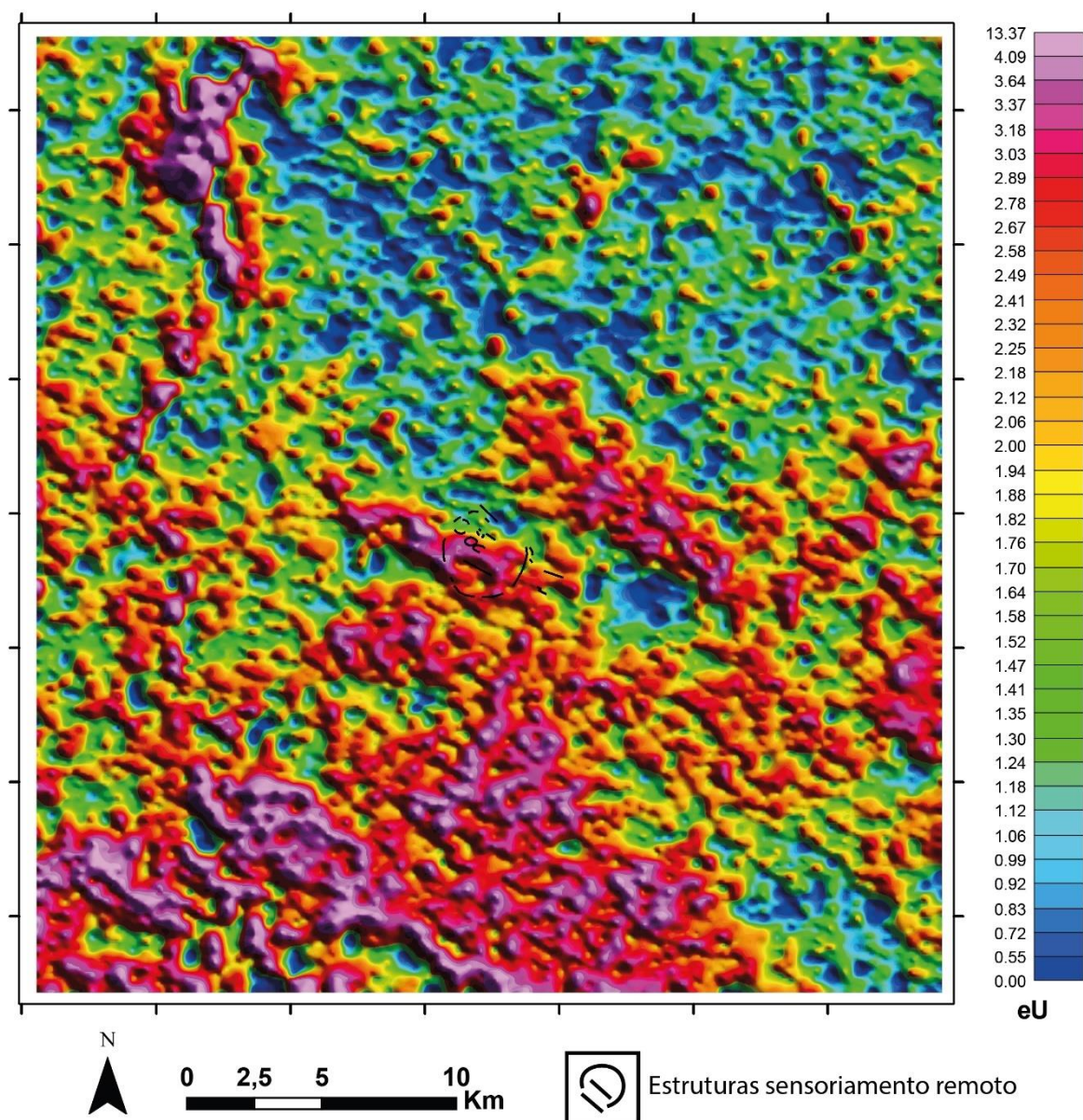


**Anexo 6.** Mapa do canal de K para a região de estudo, escala 1:200.000. As maiores contagens estão associadas a Formação Castelo de Sonhos a norte e leste da área de estudo, devido a sua alta porcentagem de muscovita. Também é possível observar estruturas circulares a anelares com alto potássio, além de alinhamentos de direção NW. As estruturas circulares a anelares podem representar intrusões, enquanto que as estruturas alinhadas devem estar associadas a altos topográficos da Formação Castelo de Sonhos.

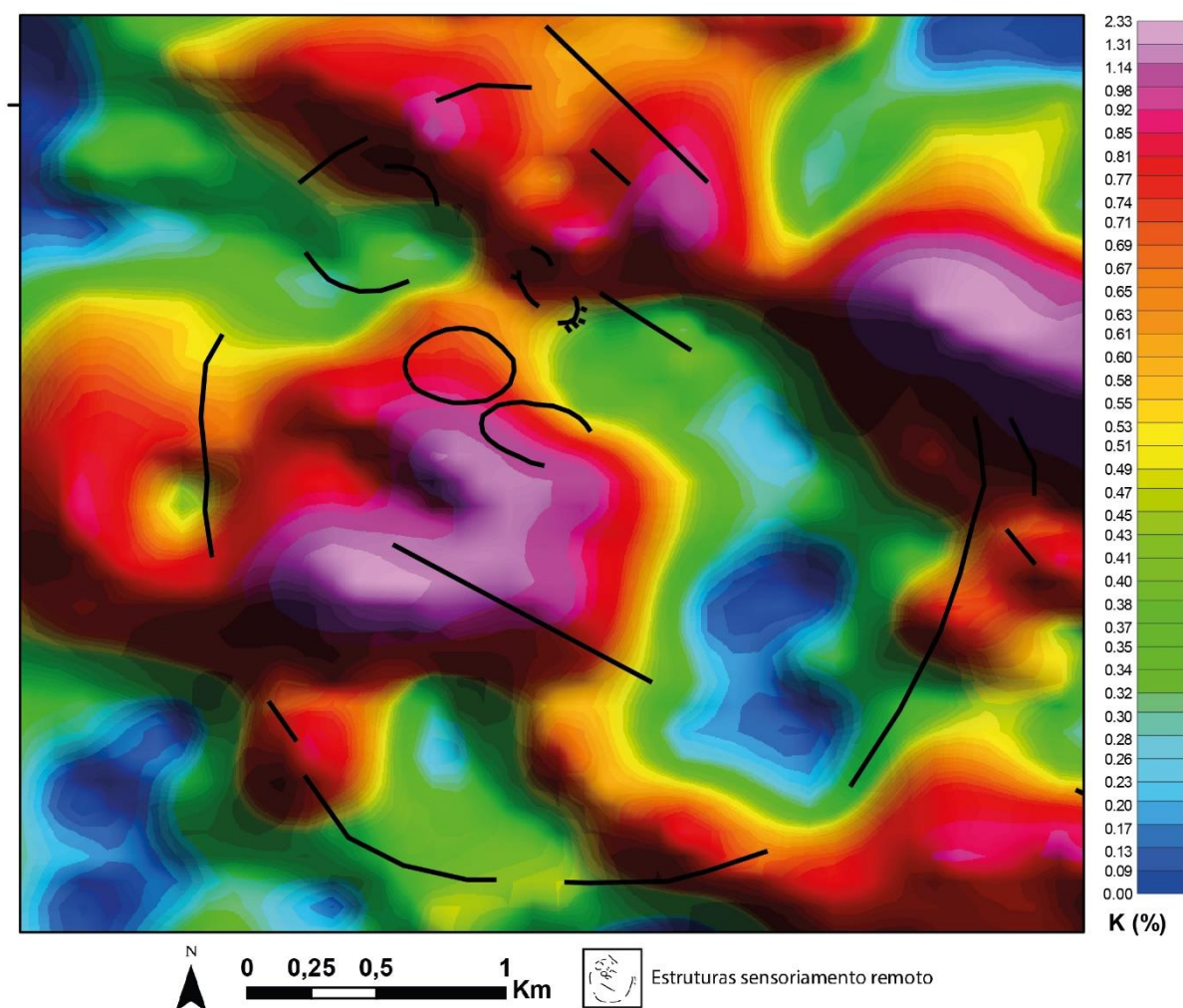


**Anexo 7.** Mapa do canal de Th para a região de estudo, escala 1:200.000. As maiores contagens de Th estão associadas a leste e a sul da região de estudos e se agrupam em formas circulares a elípticas, estas últimas orientadas grosseiramente E-W a WNW, e estão associadas provavelmente à presença de corpos intrusivos e/ou rochas vulcânicas e subvulcânicas de composição intermediária a básica.



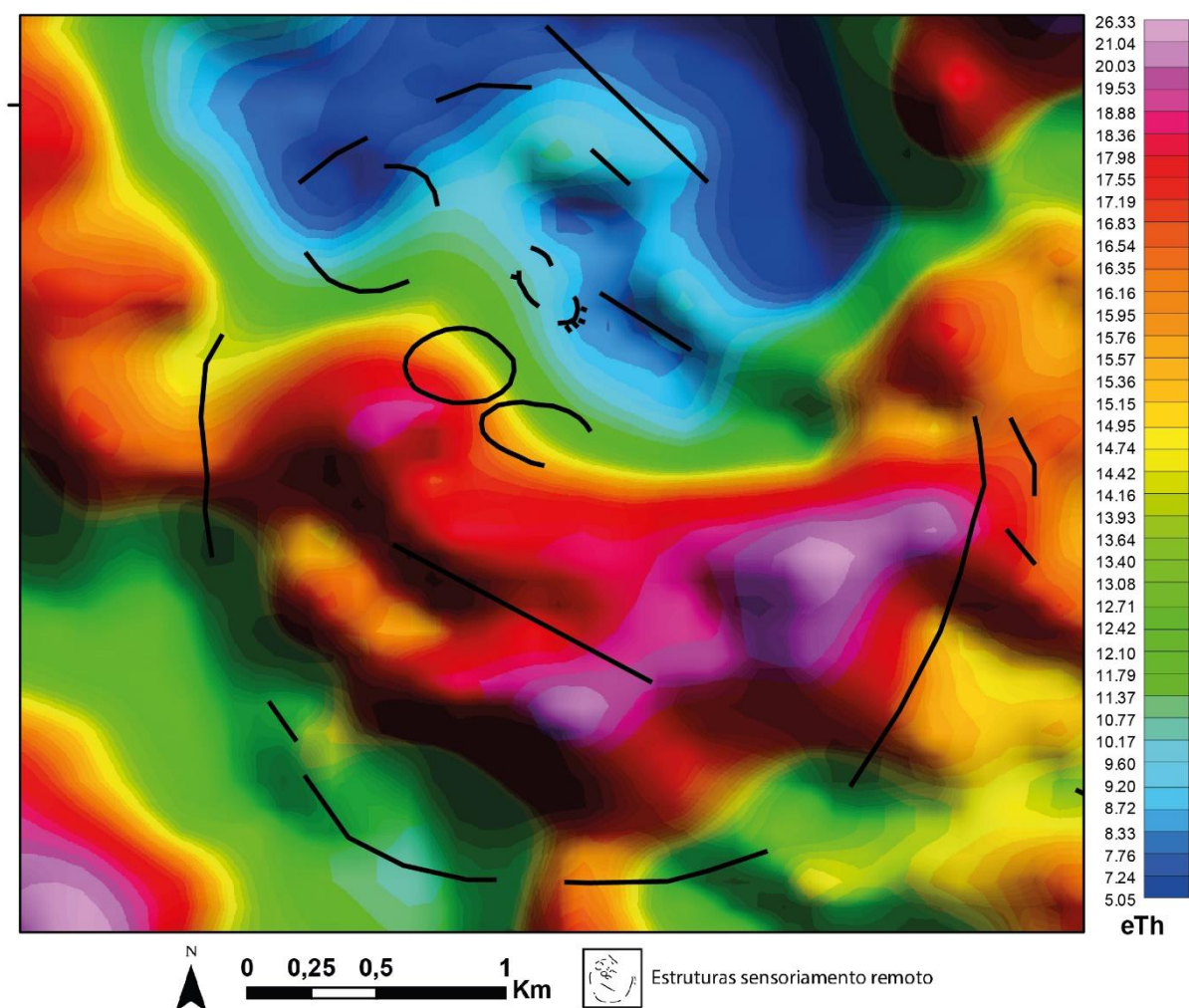


**Anexo 8.** Mapa do canal de U para a região de estudo, escala 1:200.000. As contagens mais altas de U em geral apresentam boa correlação com as de Th, e possuem forma circular a elíptica, interpretadas como associadas a rochas de composição intermediária a básica. Na porção NW do mapa as altas contagens de urânio coincidem com a orientação do rio Curuá e devem representar depósitos aluvionários de argila e silte com matéria orgânica, responsável pelos valores de U obtidos.

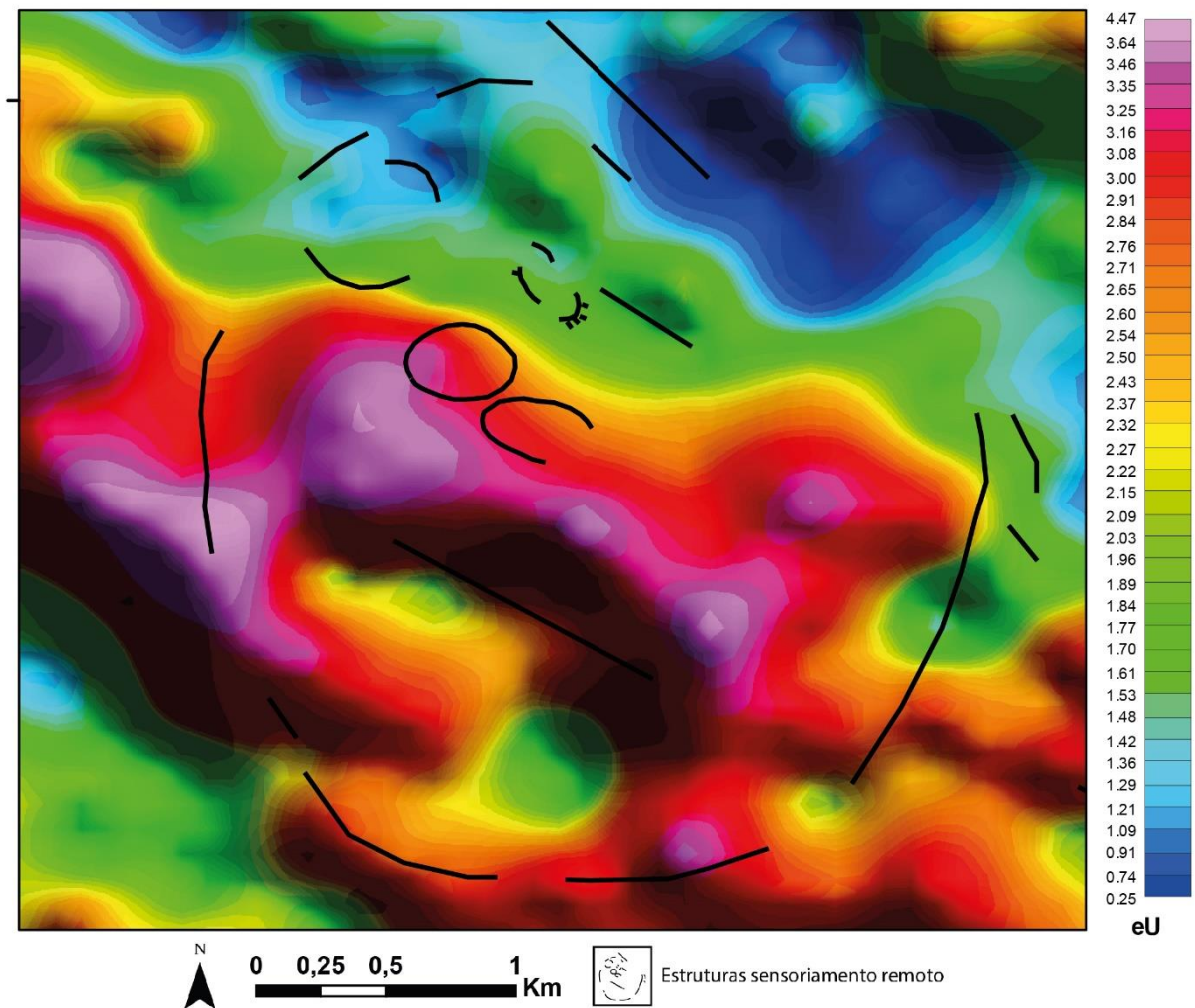


**Anexo 9.** Mapa do canal de K para a área de estudo, escala 1:20.000. Os maiores valores de K obtidos estão relacionados com as rochas da porção centro-oeste da estrutura circular delimitada por sensoriamento remoto e podem refletir tanto a presença de rochas mais evoluídas, félsicas, como rochas mais intensamente hidrotermalizadas. De modo análogo, valores baixos de K podem indicar a presença de rochas menos evoluídas, básicas, como rochas menos intensamente hidrotermalizadas. Altos valores também obtidos na porção norte da área estão relacionadas com a Formação Castelo de Sonhos, que possui rochas com grande porcentagem de muscovita.





**Anexo 10.** Mapa do canal de Th para a área de estudo, escala 1:20.000. Os valores mais altos são obtidos na porção central da área e se apresentam alinhados em um *trend* com orientação geral de N60°W. Este alinhamento de valores altos de Th pode indicar a intrusão de rochas durante um regime de esforços com  $\sigma_1$  aproximadamente N-S a NNE-SSW, considerando-se que o Th se comporta como elemento imóvel durante processos de alteração hidrotermal. Valores baixos se relacionam com a presença de rochas da Formação Castelo de Sonhos, na porção norte da área.



**Anexo 11.** Mapa do canal de U para a área de estudo, escala 1:20.000. Os valores mais altos refletem a presença de rochas hidrotermalizadas que formam um *trend* de direção N60°W, enquanto que os valores mais baixos estão associados com as rochas da Formação Castelo de Sonhos, na porção norte.



**Anexo 12.** Resultados de análises WDS em anfibólio, biotita, clorita, epidoto, granada e piroxênio.

Óxido	AP126_chl1	AP126_ep1	AP126_ep2	AP126_ep2	AP126_grt1	AP126_grt2	AP127_amp1	AP127_amp2	AP127_chl2	AP127_ep1	AP127_ep1
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,27	24,00	23,30	20,69	0,15	0,10	10,12	9,26	17,98	23,21	23,40
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CaO	0,14	23,76	23,51	23,36	33,34	33,64	11,28	11,26	0,11	22,79	20,80
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,16	0,13	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00
CuO	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>T</sup>	32,28	13,33	14,29	16,32	28,40	28,08	23,42	22,45	31,54	12,84	10,65
K <sub>2</sub> O	0,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	1,12	1,05	0,03	0,00	0,00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	11,87	0,03	0,04	0,09	0,05	0,20	6,07	6,60	9,97	0,06	0,11
MnO	0,28	0,14	0,18	0,09	0,21	0,16	0,43	0,48	0,84	0,38	0,39
Na <sub>2</sub> O	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	-0,03	1,20	0,94	0,06	0,01	0,00
NiO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
PbO	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01
SiO <sub>2</sub>	27,40	37,87	37,86	37,15	35,38	35,06	40,76	42,48	24,66	37,20	36,16
SnO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,21	0,06	0,07	0,62	-0,01	-0,01	0,61	0,46	0,02	0,08	0,04
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total (%)	88,98	99,08	99,12	98,17	97,52	97,20	95,19	95,10	85,19	96,31	91,42

Amp: anfibólio; Chl: clorita; Ep: epidoto; Grt: granada.

**Anexo 12.** (Continuação). Resultados de análises WDS em anfibólio, biotita, clorita, epidoto, granada e piroxênio.

Óxido	AP127_ep2	AP127_grt1	AP127_grt2	AP133_bt1	AP133_bt2	AP133b_ep1	AP133b_ep2	AP217_bt3	AP217_chl1	AP217_chl2	AP217_chl4
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,20	7,61	7,74	15,67	14,97	22,57	23,24	16,47	19,56	19,97	18,45
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,26	0,27	0,00	0,00	0,18	0,00	0,00	0,02
CaO	20,93	31,15	31,31	0,00	0,00	23,17	22,53	0,00	0,03	0,04	0,05
Cl	0,00	0,00	0,00	0,43	0,44	0,00	0,00	0,11	0,01	0,00	0,01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00
CuO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>T</sup>	11,91	19,75	19,49	25,70	25,09	14,18	13,11	23,55	29,08	30,65	31,38
K <sub>2</sub> O	0,00	0,01	-0,01	9,05	8,85	0,00	0,00	8,97	0,08	0,10	0,49
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,08	0,00	0,02	7,09	7,42	0,02	0,03	8,29	13,37	12,29	12,30
MnO	0,37	0,72	0,70	0,73	0,77	0,38	0,73	0,34	0,61	0,61	0,60
Na <sub>2</sub> O	0,00	-0,02	-0,02	0,01	0,09	0,00	0,00	0,09	0,06	0,05	0,03
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO <sub>2</sub>	35,69	35,97	35,88	34,55	35,56	37,24	37,14	35,18	25,39	24,87	26,80
SnO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,10	0,85	0,82	2,40	2,73	0,20	0,23	2,14	0,03	0,05	0,12
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total (%)	91,18	96,06	95,93	95,89	96,19	97,80	97,03	95,33	88,24	88,63	90,26

Bt: biotita; Chl: clorita; Ep: epidoto; Grt: granada.

**Anexo 12.** (Continuação). Resultados de análises WDS em anfibólio, biotita, clorita, epidoto, granada e piroxênio.

Óxido	AP217_ep1	AP217_ep2	AP217_ep3	AP219_chl1	AP219_chl2	AP219_ep1	AP219_ep2	AP219_ep3	AP219_px1	AP219_px_2b	AP219_px3	AP219_px_4b
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,92	22,09	23,11	17,47	17,77	23,36	23,41	21,19	2,95	2,64	2,92	2,44
As <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
BaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
CaO	23,37	23,46	23,24	0,41	0,10	22,82	23,10	22,36	20,63	21,02	18,85	20,56
Cl	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,02	0,19	0,01	0,01
CuO	0,00	0,07	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
FeO <sup>T</sup>	13,36	14,66	13,37	24,74	27,06	13,73	13,09	14,51	8,28	6,88	10,74	8,19
K <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,01	0,02	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03	0,00
La <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	0,02	0,01	0,02	15,49	16,03	0,16	0,01	0,80	14,88	15,76	14,37	15,53
MnO	0,24	0,09	0,25	0,37	0,38	0,18	0,22	0,13	0,23	0,17	0,33	0,23
Na <sub>2</sub> O	0,00	0,00	0,00	0,05	0,04	0,00	0,00	0,00	0,38	0,27	0,49	0,31
NiO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
PbO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SiO <sub>2</sub>	37,41	37,35	37,10	27,64	27,48	37,65	37,41	38,36	51,44	51,61	50,99	51,95
SnO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
SrO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,07	0,05	0,00	0,01	0,07	0,02	0,09	0,57	0,35	0,60	0,49
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZnO	0,00	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
ZrO <sub>2</sub>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Total (%)	97,41	97,80	97,19	86,20	88,91	97,97	97,27	97,43	99,38	98,90	99,35	99,71

Chl: clorita; Ep: epidoto; Px: piroxênio.

**Anexo 13.** Matriz de correlação para óxidos de elementos maiores e sua variação estatística.

	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	CaO_pct	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	K <sub>2</sub> O_pct	MgO_pct	MnO_pct	Na <sub>2</sub> O_pct	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> _pct	SiO <sub>2</sub> _pct	TiO <sub>2</sub> _pct
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	1,00										
CaO_pct	0,44	1,00									
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	0,02	0,08	1,00								
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	0,13	0,35	0,10	1,00							
FeO_pct	0,13	0,35	0,10	1,00							
K <sub>2</sub> O_pct	-0,03	-0,35	0,01	-0,27	1,00						
MgO_pct	0,30	0,43	0,14	0,46	-0,51	1,00					
MnO_pct	0,06	0,39	0,03	0,50	-0,22	0,20	1,00				
Na <sub>2</sub> O_pct	0,13	-0,22	-0,09	-0,07	-0,64	0,27	-0,17	1,00			
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> _pct	0,08	-0,15	-0,12	0,15	0,24	-0,31	0,10	-0,02	1,00		
SiO <sub>2</sub> _pct	-0,75	-0,68	-0,09	-0,62	0,23	-0,70	-0,34	0,01	-0,02	1,00	
TiO <sub>2</sub> _pct	-0,06	-0,15	-0,20	0,39	0,28	-0,25	0,20	-0,22	0,76	-0,08	1,00
Variação Estatística											
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	CaO_pct	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> _pct	K <sub>2</sub> O_pct	MgO_pct	MnO_pct	Na <sub>2</sub> O_pct	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> _pct	SiO <sub>2</sub> _pct	TiO <sub>2</sub> _pct
Máximo	18,94	8,07	0,12	13,44	8,48	7,28	0,27	4,51	0,36	69,66	1,34
Mínimo	11,88	0,74	0,01	3,15	0,63	0,14	0,04	0,09	0,10	51,19	0,42
Média	14,22	3,81	0,01	7,24	3,79	1,41	0,12	2,52	0,26	64,65	0,91
Variância	1,94	2,63	0,00	1,88	1,79	1,44	0,00	1,13	0,00	14,94	0,02