

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA DO ALVO AQW7, REGIÃO DO AQUIRI, PROVÍNCIA
MINERAL DE CARAJÁS**

**Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-23/62)**

Valter de Oliveira Ribeiro Terceiro

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Lena Virginia Soares Monteiro

Coorientadora: MSc.Nazaré Alves Barbosa

SÃO PAULO

2023

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**EVOLUÇÃO PARAGENÉTICA DO ALVO IOCG AQW7, REGIÃO DO AQUIRI, PROVÍNCIA
MINERAL DE CARAJÁS**

**Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-23/62)**

Valter de Oliveira Ribeiro Terceiro

Orientadora: Prof^a. Dr^a. Lena Virginia Soares Monteiro

Coorientadora: MSc.Nazaré Alves Barbosa

SÃO PAULO
2023

AGRADECIMENTOS

Os meus agradecimentos, primeiramente, irão à Deus e aos Nkisis. Aos meus pais biológicos Flávia e Valter Segundo que, desde a tenra infância, incessantemente cuidam de mim com muito amor e atenção, bem como meus avós Ivan, Jaci e Dôra e tia Letícia. Sem eles não teria forças para enfrentar 6 anos longe das pessoas que mais amo, morando na cidade fria e cinzenta de São Paulo, sozinho em um curso trabalhoso como a Geologia. Nesses anos, aprendi muito sobre a vida real e, sobretudo, autoconhecimento frente às situações adversas.

Sou muito grato à universidade de São Paulo por ser um ambiente sempre muito fértil e repleto de cabeças pensantes, em especial no instituto de Geociências que foi minha segunda e terceira casa, em muitas horas em frente ao microscópio, na salinha gelada do laboratório, olhando testemunhos de sondagem. No instituto, gostaria de afirmar minha imensa gratidão à minha querida orientadora professora Lena, que é sempre uma inspiração dividindo um pouco do seu vasto conhecimento com atenção e cuidado, desde o primeiro e-mail que mandei no ano passado. Além dessa incrível troca, agradeço imensamente a minha coorientadora Nazaré Barbosa que sempre foi muito prestativa e companheira durante todo o processo do início a conclusão do trabalho. Durante o desenvolvimento, o geólogo da Vale Felipe Brandão merece um enorme agradecimento por todo o apoio, geologia, conversas de estrutural, sem mencionar a infraestrutura oferecida no Pará e, o André Pestilho que me ajudou muito no laboratório e que considero amigo hoje.

Agradeço muito aos meus amigos de turma Vinicius, Thomaz, Vitor, Bruno Borges, Giorgio Batistella e os “Monstros” que foram companheiros em muitas viagens de campo e muitos perrengues durante esses anos, em especial agradeço aos meus amigos irmãos Daniel Garrido, Charles Deprá, Felipe do Vale, Luca Gislon que sempre estiveram presentes e me lembrando sempre que sou querido. Amigos que fiz em menos de 3 anos, mas que considero muito e foram essenciais nessa etapa final foram Caio Tavares e Gabriel José vulgo “Goiabinha” e ao amigo José Gabriel da SEG que divide o mesmo senso de humor duvidoso que o meu. E ao não menos importante grupo de mapeamento com minhas amigas laika e bau que compartilhei momentos difíceis e de muito aprendizado

Por fim, agradeço imensamente à, minha companheira de vida, a Valentina Dondé que esteve junto em todos os momentos mais difíceis, sempre cuidando de mim. Durante esses anos, pude perceber que as melhores coisas demoram para serem construídas da melhor forma e, ao fim desse processo fantástico, a gratidão é o sentimento que me define ao ver a pessoa que me tornei e as amizades que cultivei.

RESUMO

A Província Mineral de Carajás (PMC), situada na porção sudeste do Cráton Amazônico, é uma das maiores províncias metalogenéticas do mundo e abriga o maior número de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG ou *Iron oxide-copper-gold*) de classe mundial até então reconhecidos no planeta. Atualmente, a região mais a oeste do Domínio Carajás, a região do Aquiri, representa uma fronteira pouco estudada, na qual o alvo AQW7 está localizado.

O alvo AQW7 apresenta algumas semelhanças com depósitos IOCG (e.g., mineralização de cobre, controle estrutural, alteração hidrotermal extensiva), mas exibe diferenças marcantes, incluindo a ausência de concentrações significativas de magnetita. Este alvo também se diferencia dos demais da PMC pela presença de intensa alteração cárnea (Ca) inicial com diopsídio desenvolvida tanto em gábris/diorito como em unidades sedimentares (e.g., metarrítmitos, metarenitos). O sequenciamento dos estágios de alteração é representado por alteração cárnea (Ca), sódica (Na) no diorito e sódica (Na), potássica (K), seguida por alteração ferro-magnesiana (Fe-Mg) e carbonatização nas unidades metassedimentares. As associações minerais principais reconhecidas incluem diopsídio-hornblenda, seguidas por actinolita-epidoto-apatita-apatita na alteração cárnea (Ca) e albina-(escapolita) na alteração sódica (Na). Em ambas se observa caráter de fluidos altamente reduzidos como evidenciado pela presença de inclusões fluidas com metano aprisionadas no diopsídio e grafita associada à albina. Zonas com microclinio-biotita-ortoclásio-(muscovita) na alteração potássica (K), chamosita na alteração ferromagnesiana (Fe-Mg), calcita associada a hematita e vênulas de prehnita evidenciam caráter mais oxidado do estágio tardio. A mineralização cuprífera com calcopirita foi formada em dois estágios, acompanhando a alteração cárnea e a transição para a alteração sódica (Ca – Na), bem como em *strings* junto à alteração tardia Fe-Mg controlados por foliação milonítica.

A alteração cárnea do alvo AQW7 apresenta semelhança com a de *skarns* de Cu, até então descrito apenas no depósito Açaí na província, e pode ter resultado da interação de fluidos magmático-hidrotermais reduzidos com as unidades sedimentares, mais reativas.

Palavras chave: Evolução; Paragênese; Minério de Cu; IOCG; Skarn; Carajás; Alteração hidrotermal; Metassomatismo.

ABSTRACT

The Carajás Mineral Province (CMP), located in the southeastern portion of the Amazonian Craton, stands as one of the world's largest metallogenic provinces, hosting the most significant number of world-class Iron Oxide-Copper-Gold (IOCG) deposits recognized on the planet. Currently, the westernmost region of the Carajás Domain, the Aquiri region, represents a relatively understudied frontier, housing the AQW7 target.

The AQW7 target shares some similarities with IOCG deposits (e.g., copper mineralization, structural control, extensive hydrothermal alteration) but exhibits notable differences, including the absence of significant concentrations of magnetite. This target also distinguishes itself from other CMP deposits by its intense initial calcic (Ca) alteration with diopside developed in both gabbro/diorite and sedimentary units (e.g., metarhytmites, metasandstones). The alteration stages sequence is represented by calcic (Ca), sodic (Na), and potassic (K) alteration, followed by iron-magnesian (Fe-Mg) alteration and carbonatization.

The recognized main mineral associations include diopside-hornblende, followed by actinolite-epidote-apatite in calcic (Ca) alteration and albite-(scapolite) in sodic (Na) alteration. In both, a highly reduced fluid character is evidenced by methane-bearing fluid inclusions trapped in diopside and graphite flakes associated with albite. Zones with microcline-biotite-orthoclase-(muscovite) in potassic (K) alteration, chamosite in iron-magnesian (Fe-Mg) alteration, calcite associated with hematite, and prehnite veins demonstrate a more oxidized character in the late-stage.

The copper mineralization with chalcopyrite formed in two stages, accompanying calcic alteration and the transition to sodic alteration (Ca - Na), as well as in strings adjacent to the late-stage Fe-Mg alteration controlled by mylonitic foliation.

The calcic alteration in the AQW7 target bears resemblance to Cu skarns, described only once in the province, and may result from the interaction of reduced magmatic-hydrothermal fluids with more reactive sedimentary units.

Keywords: Evolution; Paragenesis; Cu Ore; IOCG; Skarn; Carajás; Hydrothermal Alteration; Metasomatism.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. METAS E OBJETIVOS	2
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	2
3.1. Compartimentação Geotectônica: o Cráton Amazônico	2
3.1.1. Domínio Carajás	4
3.2. Contexto Geológico do Alvo AQW7	5
3.2.1. Magmatismo Máfico Ultramáfico: Suíte Intrusiva Cateté	5
3.2.2. O Grupo Aquiri:	6
3.3. Sistemas IOCG da Província Mineral de Carajás	7
3.4. Depósitos Tipo Skarn e a Província Mineral de Carajás	9
4. MATERIAIS E MÉTODOS	10
4.1. Revisão Bibliográfica	10
4.2. Trabalho de Campo e Descrição de Testemunhos	11
4.3. Petrografia de Luz Transmitida e Refletida	11
4.4. Catodoluminescência Óptica (Cl)	11
4.5. Micro Espectroscopia Confocal À Laser Raman	12
5. RESULTADOS OBTIDOS E INTERPRETAÇÕES PRELIMINARES	12
5.1. Contexto Geológico do Alvo Aqw7	12
5.2. Rochas Hospedeiras	16
5.3 Alteração Hidrotermal	17
5.4. Espectroscopia Raman	29
5.5. Catodoluminescência Óptica (Cl)	36

6. DISCUSSÃO	40
7. CONCLUSÃO	45
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45

1. INTRODUÇÃO

A Província Mineral de Carajás (PMC), situada na porção sudeste do Cráton Amazônico (figura 1), representa seu segmento crustal mais antigo e é uma das maiores províncias metalogenéticas do mundo (Vasquez et al., 2008). A PMC foi subdividida em dois domínios geotectônicos: Rio Maria, a sul, e Carajás, a norte (Santos, 2003; figura 2A). O Domínio Rio Maria compreende terrenos granito-greenstone com rochas predominantemente mesoarqueanas, enquanto o Domínio Carajás, embora possua embasamento mesoarqueano representado pelos complexos Pium e Xingu, é constituído principalmente por sequências vulcanossedimentares e granitoides neoarqueanos (Santos, 2003). O Domínio Carajás abriga o maior número de depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro (IOCG ou iron oxide copper-gold; Hitzman et al., 1992 e Hitzman, 2000) declarados mundialmente então reconhecidos no planeta.

Os depósitos de maior relevância na província são Salobo, Igarapé Bahia/Alemão e Gameleira, na porção norte, e Alvo 118, Sossego e Cristalino no Cinturão Sul do Cobre (figura 2C), com recursos que ultrapassam juntos mais de 2 bilhões de toneladas de minério de Cu-Au com teores de 0,77%-1,4% de Cu e 0,28-0,86 g/t Au (Xavier et al., 2012). O Domínio Carajás atrai muitos estudiosos de todo o mundo devido à sua comprovada importância econômica, bem como características únicas que o diferem de outros distritos com depósitos IOCG mundo afora.

Estudos mais detalhados dos depósitos IOCG da Província Mineral de Carajás permitiram identificar que as mineralizações estão associadas a condições dúcteis e dúcteis-rúpteis (e.g., Salobo; Lindenmayer e Teixeira, 1999) a rúpteis (e.g., Sossego, Alvo 118). Em geral, as alterações hidrotermais observadas nos depósitos refletem estágios iniciais de alta temperatura ($>500^{\circ}\text{C}$) com alteração sódico-cálcica e ferro-cálcica controlada por estruturas miloníticas (e.g., corpo de minério Sequeirinho no Complexo do Sossego; Monteiro et al., 2008a, Xavier et al., 2012). A alteração sódico-cálcica é, geralmente, seguida por formação de magnetita-(apatita) e por mineralização cupro-aurífera nos depósitos formados em níveis crustais mais profundos. Nos depósitos formados em condições mais rasas, a alteração potássica com feldspato potássico e biotita é sobreposta por alteração clorítica e por alteração com carbonato-epidoto ou sericita-hematite pela mineralização de Cu-Au controlada por estruturas rúpteis (e.g., Corpo Sossego no Complexo do Sossego; Monteiro et al., 2008a, Alvo 118; Torresi et al. 2011; Xavier et al. 2012).

Diante das similaridades e diferenças observadas nos sistemas IOCG de Carajás, o presente projeto se propõe a estudar o alvo AQW7, incluído no Hub Aquiri, localizado na região do Aquiri e que inclui um conjunto de alvos de pesquisa mineral conduzida pela Vale S.A. Este alvo está inserido na porção noroeste do Domínio Carajás, onde estudos detalhados ainda são escassos e incipientes. Dessa forma, a investigação da evolução

paragenética permitiu um maior entendimento dos padrões de distribuição das zonas de alteração hidrotermal e sua evolução temporal relativa, os controles de mineralização e suas relações com controles estruturais e os mecanismos de sobreposição de processos hidrotermais, além de fornecer importantes subsídios para a proposição de um modelo metalogenético integrado para os depósitos IOCG de Carajás, a partir da comparação da evolução paragenética nos setores norte (Cinzento), sul (Canaã) e oeste (Aquiri) da Província Mineral de Carajás.

2. METAS E OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho é definir a evolução da paragênese mineral do alvoAQW7, seus distintos estágios de alteração hidrotermal e controle da mineralização. As metas específicas incluem:

- a) Determinar os tipos e estilos de alterações hidrotermais;
- b) Relacionar os minerais de minério com as zonas de alteração e aos controles estruturais e identificar as rochas hospedeiras;
- c) Comparar os estilos de alteração hidrotermal e mineralização do alvoAQW7 com outros depósitos IOCG da literatura;
- d) Propor um modelo de distribuição das zonas de alteração hidrotermal para o alvoAQW7.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1. Compartimentação Geotectônica: o Cráton Amazônico

As grandes unidades que compõem o Continente Sul-americano são a Cadeia Andina e a Plataforma Sul-americana (Almeida et al., 1981). O Cráton Amazônico engloba os escudos das Guianas e Brasil Central, representando uma grande placa litosférica continental, composta por províncias arqueanas a mesoproterozoicas estabilizadas em torno de 1 Ga, com comportamento estável durante o desenvolvimento das faixas orogênicas marginais brasileiras (Brito Neves e Cordani, 1991). Atualmente, duas propostas são mais utilizadas para a subdivisão do Cráton Amazônico, a proposta de Santos (2003) e Tassinari e Macambira (2004). Neste trabalho, a proposta de Santos (2003) será adotada, a qual subdivide o cráton em sete províncias geocronológicas (figura 1): Carajás (3000 – 2500 Ma), Transamazonas (2260 – 1990 Ma), Tapajós – Parima (2030 – 1860 Ma), Amazônia – Central (1900 – 1760 Ma), Rondônia – Juruena (1850 – 1540 Ma), Rio Negro (1820 – 1520 Ma) e Sunsás (1450 – 1000 Ma).

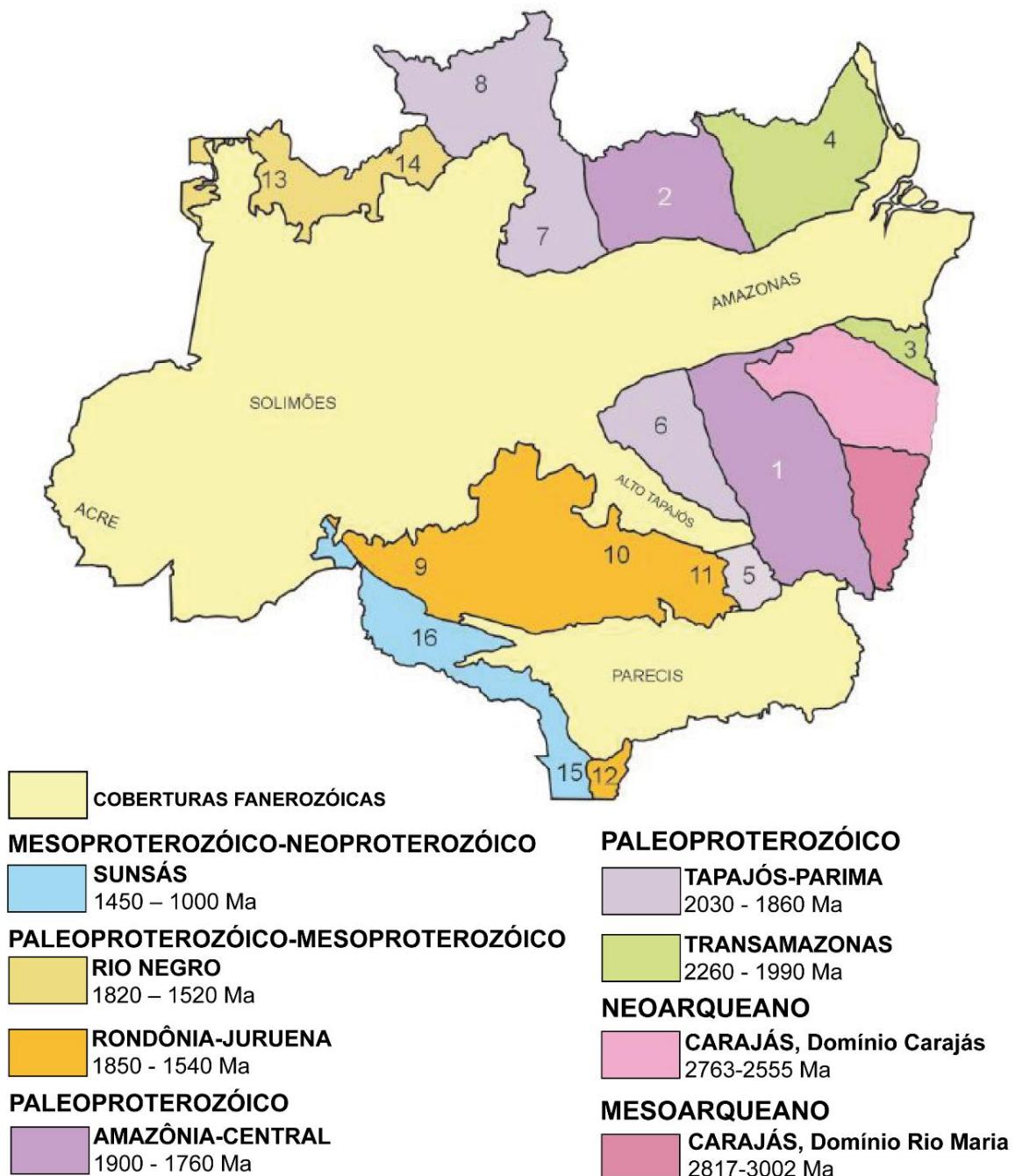


Figura 1: Províncias tectônicas do Cráton Amazônico (Santos,2003).

A Província Carajás comprehende terrenos do Meso- a Neoarqueano, representando a porção mais antiga do Cráton Amazônico, caracterizada por uma estruturação WNW-ESE predominante e, aparentemente, sem presenças de rochas geradas durante o Riaciano. Localizada na região sudeste do cráton, a província é limitada ao norte pelo Domínio Bacajá, a leste pelo sistema de cavalgamentos do Cinturão Araguaia e a sua porção meridional pelo Domínio Santana de Araguaia (Vasquez et al.,2008). A província foi subdividida por Santos(2003) em Domínio Carajás, a norte, e Rio Maria, a sul (figura 2), separados por descontinuidade magnetométrica.

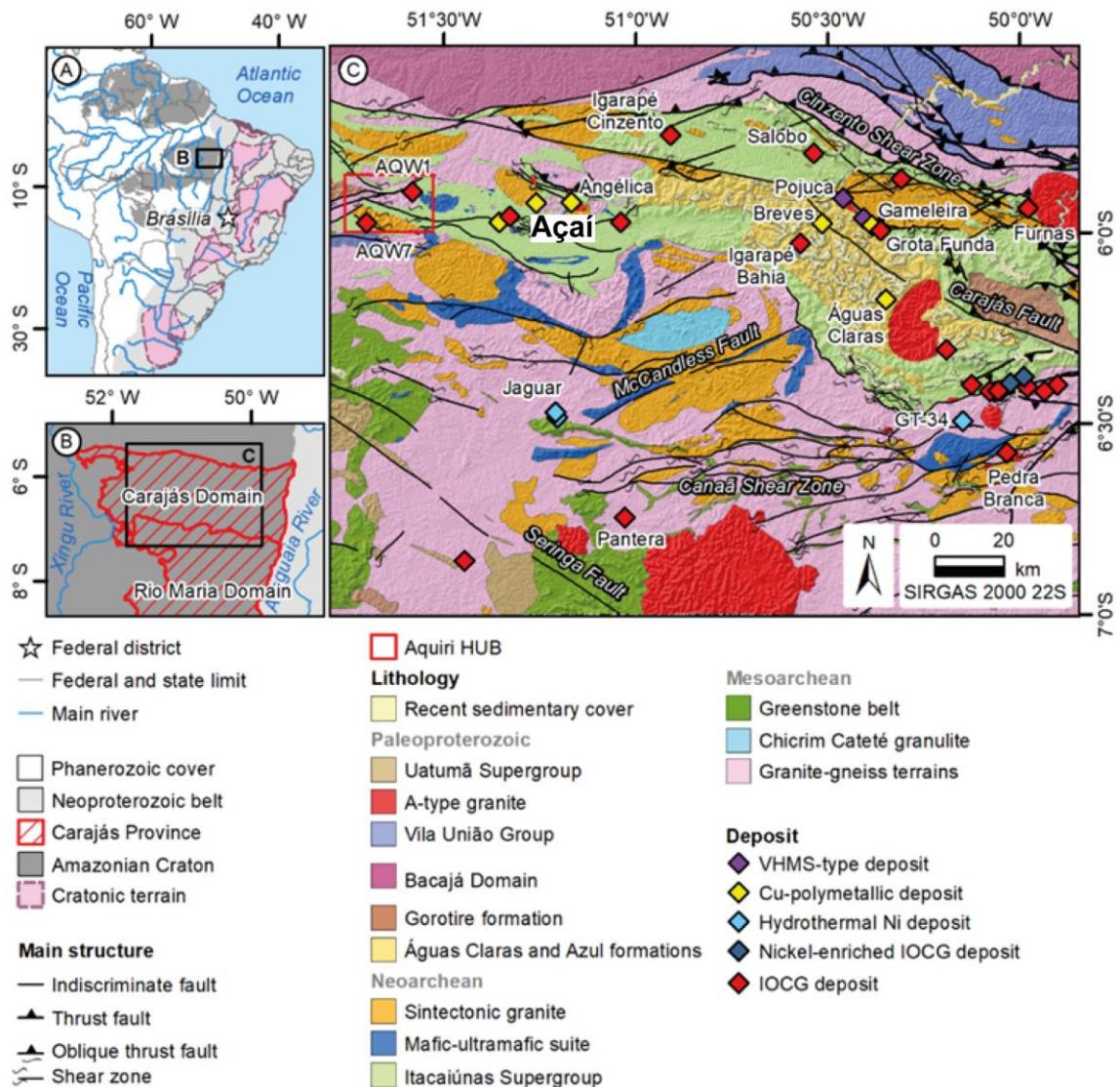


Figura 2: Mapa geológico simplificado do Domínio Carajás com o HUB Aquiri, onde o AQW7 está inserido, bem como os principais depósitos minerais(Costa et al., 2016; Fraga et al., 2020).

O Domínio Rio Maria é caracterizado por crosta juvenil predominantemente mesoarqueana, com sequências de *greenstone belt* e séries TTG, ao passo que o Domínio Carajás registra magmatismo predominantemente neoarqueano, com significativas sequências metavulcanossedimentares e granitoides de alto-K. Ambos os domínios possuem granitos tipo A orosirianos, também observados em outros domínios tectônicos no estado do Pará (Vasquez et al., 2008).

3.2. Domínio Carajás

O Domínio Carajás comprehende duas unidades granito-gnáissicas mais antigas (>2,8 Ga), representadas principalmente pelas rochas de alto grau do Complexo Chicrim-Cateté (anteriormente denominado de Complexo Pium) e do Complexo Xingu, além de várias associações de granitoides, complexos máfico-ultramáficos e sequências metavulcanosedimentares geradas em ca. 2,76 Ga (Santos, 2003; Vasquez et al., 2008;

Costa et al., 2016). As associações tectônicas paleoproterozoicas deste domínio são representadas por corpos maficos e granitos tipo A orosirianos (Vasquez et al., 2008).

As rochas mais antigas fazem parte de associação granulítica mesoarqueana composta por fragmentos reliquias de crosta inferior associada ao evento mais antigo de formação crustal nesse domínio, representada pelo Ortogranulito Chicrim-Cateté com protólito datado em ca. 3,0 Ga, metamorfizado em fácie granulito em ca. 2,86 Ga (Pidgeon et al., 2000). O Complexo Xingu representa uma associação gnáissico-migmatítica constituinte do embasamento mesoarqueano submetido a evento de migmatização em ca. 2,86 Ga (Machado et al., 1991).

Sobrepondo-se ao embasamento mesoarqueano ocorrem sequências metavulcanossedimentares neoarqueanas do Grupo Rio Novo (ca. 2,73 – 2,76 Ga; Hirata et al., 1982) e do Supergrupo Itacaiúnas. Este hospeda grande parte dos depósitos IOCG e é subdividido nos grupos Igarapé Bahia, Grão Pará, Igarapé Pojuca e Salobo (Wirth et al., 1986; DOCEGEO, 1988; Machado et al., 1991). O Supergrupo Itacaiúnas abrange uma variedade de rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas felsicas a intermediárias, além de formações ferríferas bandadas e metassedimentares clásticas (Vasquez et al., 2008), interpretadas como cronocorrelatas ao Grupo Aquiri, que hospeda o depósito em estudo.

3.3. Contexto Geológico do AlvoAQW7

O AlvoAQW7 está localizado a oeste da mina do Salobo, na região do Aquiri (Figura 3). É hospedado predominantemente por corpo gabbroico relacionado à Suíte Intrusiva Cateté de idade arqueana, que está em contato com as rochas metassedimentares da Formação Salobo-Pojuca, constituinte do Grupo Aquiri (Fraga et al., 2020).

Além das rochas neoarqueanas, ocorrem ainda rochas sedimentares da Formação Águas Claras e vulcanossedimentares da Formação Vila Santana Rosa, atribuídas ao Paleoproterozoico. Por fim, no topo da coluna estratigráfica, há a cobertura cenozoica laterítica e aluvionar (Fraga et al., 2020).

3.3.1. Magmatismo mafico ultramáfico: Suíte Intrusiva Cateté

A Suíte Intrusiva Cateté foi formalizada por Macambira e Vale (1997) para agrupar um conjunto de corpos maficos-ultramáficos com elongação preferencial E-W e N-S compostos por gabros, noritos, piroxenitos, peridotitos, serpentinitos, geralmente de granulação média, equigranulares, sem evidência de deformação e metamorfismo. Esta unidade engloba os corpos conhecidos como Serra da Onça, Serra do Puma, Serrado Jacaré, Serra do Jacarezinho, Igarapé Carapanã, Fazenda Maginco, Ourilândia e Vermelho, entre outros não mencionados formalmente (Vasquez et al., 2008).

Macambira e Ferreira Filho (2002) sugeriram que os corpos Serra da Onça e Serra da

Puma apresentam uma zona inferior ultramáfica com predomínio de dunitos (olivina + clinopiroxênio cumulados), ortopiroxenitos e uma zona superior máfica composta predominantemente por gabronoritos (plagioclásio + orto e clinopiroxênio cumulados).

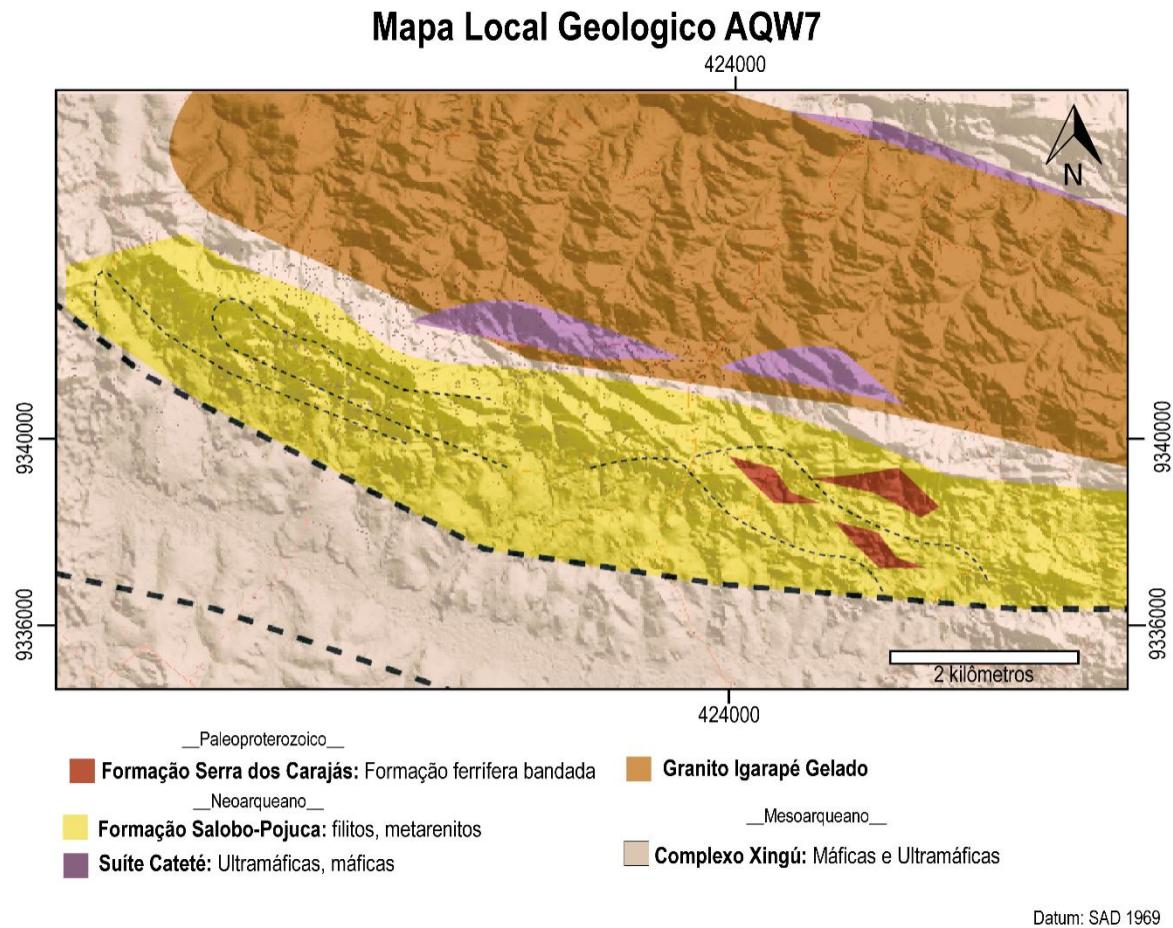


Figura 3: Região do Aquiri, oeste do domínio Carajás, com a localização do local de estudo com dados CPRM e de incursão em campo (adaptado de Costa et al., 2016).

Os corpos Serra do Jacaré, Jacarezinho e Igarapé Carapanã são ultramáficos e correspondem à porção inferior de complexos acamadados maiores (Macambira e Ferreira Filho, 2002). O corpo Serra da Onça apresentou idade isocrônica Sm-Nd em rocha e minerais de $2378 \pm 55,5$ Ma, interpretada como idade mínima de cristalização (Macambira e Tassinari, 1998). Posteriormente, idade mais precisa para esse corpo foi obtida em gabbro por datação U-Pb SHRIMP em zircão de 2766 ± 6 Ma (Lafon et al., 2000).

Os corpos máfico-ultramáficos da suíte foram associados a regimes distensivos que atingiram profundidades elevadas e são intrusivos em diferentes unidades arqueanas (e.g. Complexo Xingu, Grupo São Felix e Granito Plaquê; Vasquez et al., 2008).

3.3.2. O Grupo Aquiri:

O Grupo Aquiri foi proposto por Soares et al. (1988) para agrupar rochas metavulcanossedimentares aflorantes no extremo oeste da Serra de Carajás. Foram

reconhecidos dois domínios supracrustais principais, interpretados como metamorfizados em fácies anfibolito, representados, primeiramente, pela Formação Azulona na porção inferior, constituída principalmente por metabasaltos intercalados por metaultramáficas subordinadas, metarriolitos, metatufos, metalapilli tuhos e formações ferríferas. Em seguida, a formação Cuxiú, na porção média a superior, é representada por xistos paraderivados e formações ferríferas intercaladas por metarcóseos, metabasaltos e metatufos.

Em trabalho posterior, Macambira e Vale (1997) definiram quatro associações litológicas e, diferentemente da proposta anterior, as agruparam em uma unidade indivisa. As quatro associações foram reinterpretadas como metamorfisadas em fácies xisto verde ou como anquimetamórficas e são representadas por (meta)vulcânicas ácidas (metadacitos e metariodacitos), rochas (meta)vulcânicas maficas (xistos actinolíticos principalmente), rochas (meta)-sedimentares (quartzitos micáceos, filitos ferruginosos e formações ferríferas bandadas) e arenitos anquimetamórficos. Ambos os conjuntos de autores consideram a idade do Grupo Aquiri como neoarqueana, correlacionando-o ao Grupo Grão Pará (2759 ± 2 Ma; Machado et al., 1991). Mais recentemente, Fraga et al. (2020) atribuíram as unidades (meta)-vulcanossedimentares da região do Aquiri à Formação Salobo-Pojuca, que é aflorante a leste, em todo Lineamento Cinzento.

3.4. Sistemas IOCG da Província Mineral de Carajás

Os depósitos *iron oxide copper-gold* (IOCG) compreendem uma grande gama de depósitos hidrotermais, epigenéticos e polimetálicos que exibem, em geral, menos que 15% de volume em óxidos de ferro e cobre e ouro como metais econômicos (Williams, 2010). Tipicamente, formam-se em nível crustal relativamente raso (<4 a 6 km) e exibem marcante controle estrutural, dispondo-se frequentemente em grandes estruturas, tanto primárias como secundárias, e, principalmente, na intersecção entre as mesmas.

É possível agrupar as seguintes características em relação aos depósitos IOCG (Williams et al., 2005; Groves et al., 2010; Skirrow, 2022): i) Cu + Au representam metais econômicos; ii) o controle estrutural é proeminente, comumente exibindo estruturas brechadas devido à canalização e sobrepressão de fluidos; iii) abundante conteúdo de óxidos de ferro (magnetita, hematita) de origem hidrotermal, com baixo conteúdo de titânio e/ou silicatos de ferro (grunerita, Fe actinolita, fayalita); iv) enriquecimento em elementos terras raras leves (ETRL) e sulfetos, incluindo calcopirita, bornita, calcocita, pirita e pirrotita; v) alguma relação temporal com magmatismo, ainda que sem relação proximal com as intrusões causativas. Nestes sistemas, as hospedeiras variam, podendo ser ígneas, sedimentares ou metamórficas, substituídas por óxidos de ferro tipicamente hidrotermais e alteração alcalina-cálcica em escala regional. Dessa forma, alguns autores consideram um sistema mineral maior denominado *iron oxide associated-alcali altered* (IOAA), ao qual os

depósitos IOCG *strictu sensu* e outros tipos seriam parte (e.g. IOA, skarns polimetálicos e de ferro; Porter, 2010; Corriveau et al., 2016; 2022).

Na Província Mineral de Carajás, os depósitos IOCG estão dispostos em importantes corredores estruturais de *trend* principal WNW-ESE, que definem uma estruturação sigmoidal. Na porção norte do sínóide de Carajás, há a Zona de Cisalhamento Cinzento, enquanto na porção sul, observa-se a Zona de Cisalhamento Canaã, ao longo das quais encontram-se os depósitos IOCG melhor estudados da província (figura 2). Entende-se que os depósitos IOCG de Carajás compartilham uma série de características (Xavier et al., 2012), tais como: 1) os depósitos são hospedados em rochas metavulcanossedimentares do Supergrupo Itacaiúnas e no seu embasamento; 2) estão associados estruturalmente a intersecção de zonas de cisalhamento regionais WNW-ESE com *trends* de estruturas NE-SW; 3) ocorrem na proximidade de intrusões de diferentes composições; 4) apresentam alteração hidrotermal intensa, com alteração proximal K-Fe (microclínio ou biotita com magnetita) ou Fe-Ca (anfibólio-magnetita-apatita), predominância de alteração sódica (albita-escapolita) e sódico-cálcica em regiões distais/profundas e estágios tardios de alteração com predomínio de clorita e carbonato.

Tanto no setor norte quanto no sul, paragêneses distintas são características dos depósitos que registram idades neoarqueanas (Moreto et al., 2015a). No setor norte, na Zona de Cisalhamento Cinzento, os principais depósitos (e.g., Salobo, GT46, Furnas) apresentam a associação de granada-grunerita e intensa alteração com biotita-magnetita controlados por estruturas dúcteis (Lindenmayer e Teixeira, 1999; Melo et al., 2018). No Cinturão Sul do Cobre (e.g., Sequeirinho, Cristalino), há predomínio da alteração alcalina com albita e biotita-escapolita seguida por alteração cálcica-férrica (actinolita-apatita-magnetita) nos depósitos mais profundos. Paragêneses com clorita, albita tardia, epidoto, quartzo, sericita, fluorita, hematita/muskovita e carbonatos ocorrem em todos os setores, vinculam-se a estruturas rúpteis e são consideradas diagnósticas da sobreposição de processos paleoproterozoicos (Monteiro et al., 2008a, 2008b; Moreto et al., 2015a, 2015b; Melo et al., 2018; Toledo et al., 2019).

No setor noroeste da Província Mineral de Carajás, o depósito AQW2, constituinte do *Hub* Aquiri ao qual o Alvo AQW7 está inserido, apresenta uma convergência das características dos depósitos neoarqueanos dos setores norte (granada-grunerita) e sul (biotita-escapolita; anfibólio-apatita-magnetita), assim como evidências das sobreposições tardias paleoproterozoicas (clorita, albita tardia, epidoto, quartzo, hematita/muskovita e carbonatos) (Moreira, 2023).

3.5. Depósitos tipo Skarn e a Província Mineral de Carajás

Depósitos do tipo *skarne* IOCG *sensu stricto* podem ter relação genética e se vincularem a um grupo mais abrangente denominado por Groves et al. (2010) como depósitos associados a óxidos de ferro ou ao extenso sistema mineral *iron oxide associated-alcali altered* (IOAA), como descrito por Corriveau et al. (2016; 2022). Este sistema reúne os seguintes tipos de depósitos minerais: a) depósitos de óxido de Fe-Cu-Au (IOCG *sensu stricto*); b) depósitos de óxido de ferro rico em P (*iron oxide-apatite* ou IOA); c) depósitos em carbonatito e óxido de Fe (ricos em F e ETR; d) *skarns* de Fe e Cu-Au; e e) depósitos de substituição de magnetita de alto teor (Au ± Cu).

De acordo com Meinert et al. (2005), *skarns* são definidos pela sua mineralogia dominada por minerais cálcio-silicatados, como granada e piroxênio e, por vezes, contêm magnetita ou silicatos de Mg. A formação de um *skarn* se dá pela colocação de uma intrusão em rocha reativa, geralmente carbonática, mas não apenas, resultando em metamorfismo de contato e metassomatismo envolvendo a participação de fluidos magmáticos, metamórficos, marinhos e meteóricos (Meinert et al., 2005). Estes depósitos têm suas formações distando em até 1km dos corpos intrusivos que exibem composição, em geral, granodiorítica a monzonítica, com mineralização alojada em fraturas ou disseminada pela rocha alterada (Ridley, 2013).

Em geral, *skarns* evoluem com a formação inicial de associação mineral progressiva cristalizada a mais altas temperaturas (andradita-grossulária e piroxênio da série hedenbergita-diopsídio), resultado do calor advectivo proveniente da atividade magmática-hidrotermal, até estágios mais tardios caracterizados pela substituição de fases de alta temperatura por fases de baixa temperatura caracterizando o estágio retrogressivo, ao qual há um fluido com maior componente meteórico diluindo o fluido de mais alta salinidade e temperatura (Meinert et al., 2005). As fases de mais baixa temperatura que substituem granada são plagioclásio, quartzo, epidoto, biotita e calcita, enquanto o piroxênio é substituído por anfibólio da série tremolita-actinolita (Ridley, 2013) e, por fim, magnetita e hematita estão associadas ao principal estágio de sulfetação (Meinert et al., 2005). As associações minerais podem variar em relação à distância da intrusão. Os *skarns* podem ser classificados economicamente por sua *commodity* principal (e.g., Au, Cu, Fe, Zn, W, Mo, Sn), cuja formação é controlada, também, pela composição do corpo intrusivo e do protólito (Meinert et al., 2005). Em relação ao alvo AQW7, o principal metal associado ao minério é o cobre e, dessa forma, será abordado com mais detalhe os *skarns* de Cu.

Os *skarns* de Cu são o maior número de ocorrências no mundo e estão associados a magmatismo tipo I, cálcio-alcalino, plútôns porfiríticos com rochas vulcânicas cogenéticas,

vênulas em stockwork, faturamento rúptil e brechação, bem como, intensa alteração hidrotermal com típico padrão de alteração (figura 4, Atkinson e Einaudi, 1978).

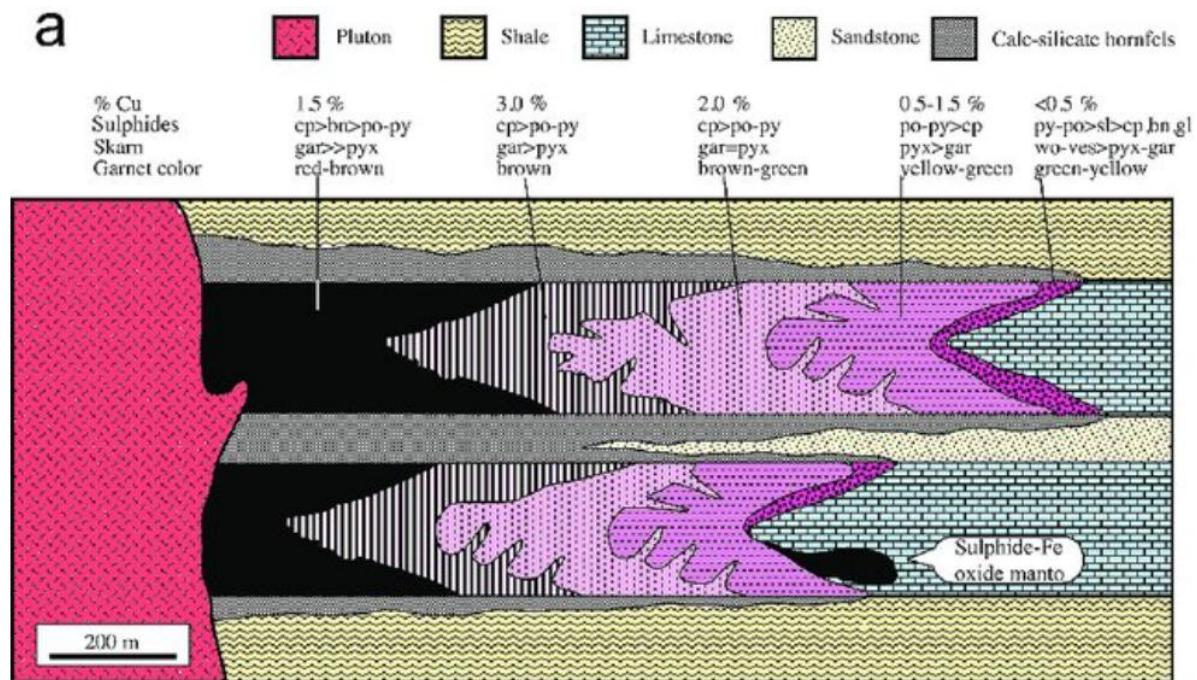


Figura 4: Zonação típica em skarns de Cu (Atkinson e Einaudi, 1978).

Apenas a noroeste da Província Mineral de Carajás, um depósito semelhante aos do tipo *skarn* foi descrito. O alvo Açaí exibe zonas de metassomatismo, que incluem aquelas associadas às alterações progressiva e retrógrada, além de alteração tardia. Neste mesmo alvo, constatou-se duas fontes distintas de fluidos (magmática e meteórica) a partir do estudo de inclusões fluidas, bem como sulfetos com enxofre de origem magmática confirmada por análises isotópicas de enxofre, corroborando para a interpretação de um sistema magmático-hidrotermal do tipo *skarn*, até então inédito na província (Fernandes et al., 2023).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas analíticas deste projeto foram desenvolvidas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGc-USP), precedidas por trabalho de campo realizado nos arredores do Alvo AQW7, bem como a descrição e amostragem de testemunhos de sondagens nos galpões da Vale S.A localizados no complexo industrial N5, na região da Serra dos Carajás, estado do Pará.

4.1. Revisão bibliográfica

A revisão bibliográfica enfatizou o contexto geológico da Província Mineral de Carajás, os depósitos de óxido de ferro-Cu-Au, *skarns* e metalogênese dos depósitos importantes da província, processos metalogenéticos e mecanismos de interação fluido-

rocha e alteração hidrotermal e, por fim, sobre a sistemática analítica empregada(catodoluminescência óptica, espectroscopia Raman).

4.2. Trabalho de campo e descrição de testemunhos

O trabalho de campo foi realizado no estado do Pará no período de 10 a 23/07/23, com a primeira etapa centrada nas proximidades do distrito de Vila Teilândia e Ladeira Vermelha e, posteriormente, no galpão de testemunhos do complexo industrial N5, localizado próximo a cidade de Parauapebas.

A primeira metade do período, foi destinada à visita ao Alvo AQW7, onde foi possível conhecer aspectos estruturais e os principais litotipos aflorantes. Na segunda parte, foi dado foco na descrição macroscópica de testemunhos de duas sondagens rotativas representativos do alvo (AQW7-DH00007 e AQW7-DH00009), a partir das quais os principais domínios e estilos de alteração hidrotermal foram caracterizados.

4.3. Petrografia de luz transmitida e refletida

Um conjunto representativo de vinte e uma lâminas delgadas-polidas foram produzidas a partir dos testemunhos cedidos pela VALE S.A., das quais onze lâminas são de testemunhos da sondagem AQW7-DH00009 e dez da sondagem AQW7-DH00007. Em adição, vinte lâminas delgadas-polidas da sondagem AQW7-DH00002, confeccionadas no âmbito do projeto de doutorado da Nazaré Barbosa, foram descritas na fase pré-campo. A petrografia foi realizada nas dependências do IGc-USP, nos laboratórios de Petrografia Sedimentar (LABPETRO),:Caracterização de fluídos em Sistemas Geológicos e no Laboratório Didático de Microscopia (Sala 108).

4.4. Catodoluminescência óptica (CL)

Análises que utilizam a catodoluminescência se baseiam na emissão de fôtons que ocorrem com ondas de comprimento característicos, a partir de uma amostra isolante ou semicondutora bombardeada por elétrons de alta energia(Pagel et al., 2000). A natureza da catodoluminescência de cada material é uma função complexa envolvendo a composição, estrutura molecular e possíveis danos preexistentes no retículo do material (Marshall, 1988).

As imagens de catodoluminescência óptica são importantes para distinguir fases minerais, permitindo maior nível de detalhe para determinar a cronologia relativa de associação paragenética, sendo mais uma ferramenta para reconstrução dos processos geológicos atuantes no Alvo AQW7. As imagens foram obtidas com uso de platina de catodoluminescência CITL de modelo MK5-2 da Cambridge Image Technology Ltd. acoplada ao microscópio petrográfico Leica DM 2700P e Câmera digital LEICA no Laboratório GeoFluid do IGc-USP, em condições de voltagem de 15 a 20 Kv com corrente a 250 a 300 µA e

tempo de exposição de 5,5 a 7 segundos.

4.5. Micro espectroscopia confocal à laser Raman

A espectroscopia Raman utiliza-se de técnicas que permitem observar propriedades químicas e estruturais de minerais a partir dos seus modos vibracionais. Este método é pautado no efeito Raman que se trata do espalhamento inelástico de um determinado feixe de luz incidente em uma molécula, devido à interação entre a vibração das moléculas e os fótons incidentes. A técnica utiliza um raio laser de diâmetro reduzido (pode ser inferior a 1 μm) e permite análises não destrutivas com alta resolução espacial (Kloprogge, 2005).

Grande parte dos minerais foram estudados pelo Projeto RRUFF (<https://rruff.info>) (Lafuente et al., 2015), o que possibilita que os espectros dos principais minerais sejam encontrados no vasto banco de dados e comparados com os resultados obtidos. No presente projeto, análises pontuais de espectroscopia Raman foram feitas nas dependências do laboratório GeoFluid do IGc-USP com o intuito de sanar dúvidas na identificação de minerais, com uso de Microscópio Confocal Raman XploRa HORIBA com lasers de 532 nm e 785 nm. Para este trabalho, foi utilizada luz não polarizada e laser de comprimento de onda 532 nm e para auxílio na identificação dos minerais foi utilizada lâminas bipolidas relativas aos testemunhos AQW7/02 na profundidade de 43,85 metros e no testemunho AQW7/09 na profundidade 43,85 e fragmento *in natura* do testemunho AQW7/07 na profundidade de 91,65 metros.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Contexto Geológico do Alvo AQW7

O Alvo AQW7 se localiza a cerca de 7,5 km da Vila Teilândia, município de São Félix do Xingu, com acesso por estrada não pavimentada (figura 5). Na região de interesse, observa-se que há afloramentos descritos previamente durante o Projeto Evolução Crustal e Metalogenia da Província Mineral de Carajás - ARIM Carajás (Costa et al., 2016), no qual observa-se principalmente formações ferríferas bandadas com fácies óxido fortemente intemperizada, blocos arredondados de granulação fina a localmente média de diabásio, por vezes exibindo textura porfirítica e, por fim, rocha metamáfica com foliação bem desenvolvida genericamente nomeada de plagioclásio-anfibólito xisto.

Mapa Local com Furos de Sondagem e Afloramentos

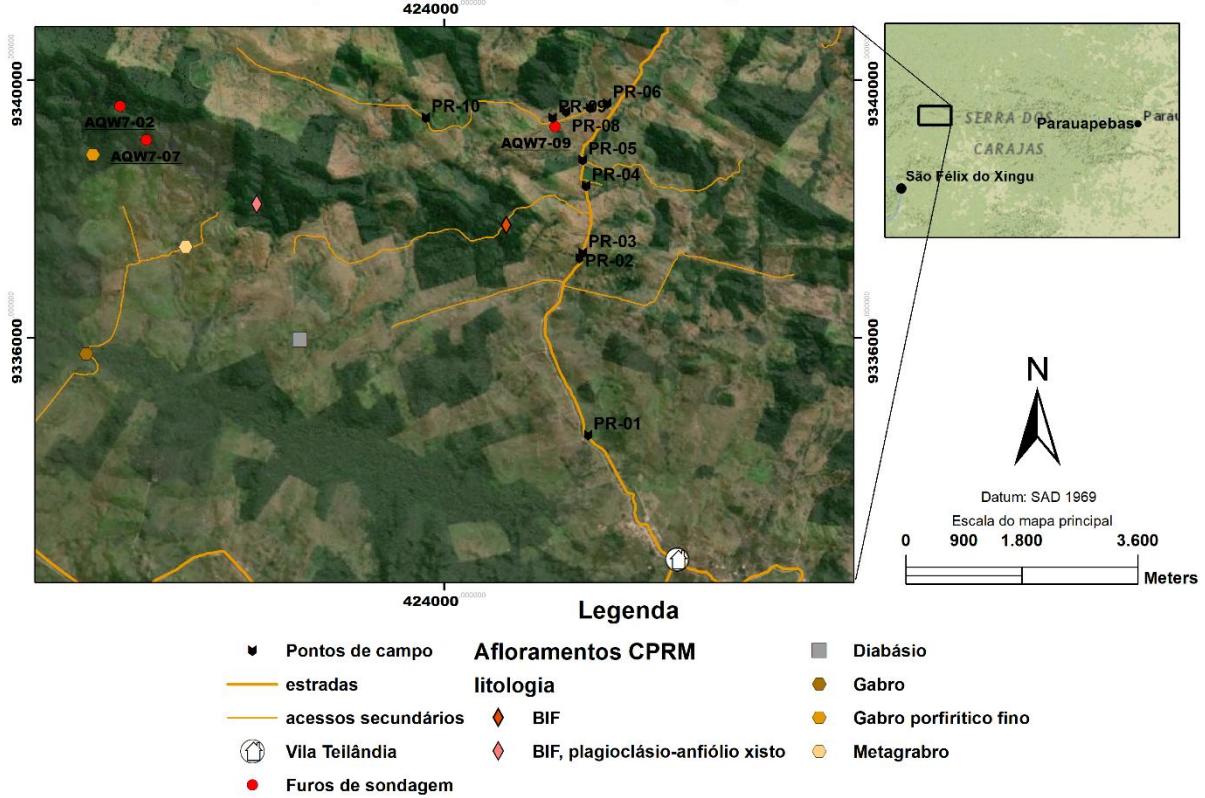


Figura 5: Mapa com imagem de satélite do alvo AQW7, localização das bocas dos furo de sondagem utilizados no presente trabalho, pontos de campo realizados e dados de afloramentos da CPRM (Costa et al., 2016).

Durante o trabalho de campo, foi possível realizar reconhecimento de litotipos em dez pontos executados (PR-01 ao 10, figura 5). Com isso, observou-se rocha metavulcânica ácida variavelmente intemperizada de coloração bege a localmente roxa, com textura porfirítica e matriz de granulação muito fina, sendo amplamente cortada por veios e vênulas em stockwork, preenchidos principalmente por quartzo (figura 6) no ponto PR-01.



Figura 6: Afloramento exibindo rocha vulcânica ácida cortada por *stockwork* com veios de quartzo, bastante intemperizada (corresponde ao PR-01).

Foram observadas formações ferríferas bandadas nos pontos PR-02 e localmente no PR-07, sempre em blocos rolados ou basculados, com teores variáveis de magnetita. O ponto 02 apresentou predomínio de hematita, bem como dobramentos assimétricos fechados e aspecto de recristalização do quartzo (figura 7a).

Foi descrito uma intercalação de rochas fortemente intemperizadas, incluindo xisto de protólito pelítico e coloração mais clara com xisto de coloração escura e predomínio de minerais maficos no PR-03. Foi visto contato entre rocha clara com foliação fortemente definida pela orientação das micas, então denominado muscovita xisto e pegmatito com quartzo, feldspato potássico e muscovita em cristais centimétricos, cortado por veios de quartzo (figura 7b e 7c) no PR-04. O pegmatito não foi observado ou descrito em outras porções, sendo interpretado como uma apófise de pegmatito de ocorrência local. No ponto PR-05, observou-se rocha intemperizada com foliação milonítica bem desenvolvida e marcada pela orientação de biotita, muscovita e quartzo, classificada como biotita-muscovita milonito. Devido à granulação grossa dos minerais dessa rocha, que não apresenta grau metamórfico elevado que justifique o crescimento dos minerais, sua origem foi interpretada como hidrotermal (figura 7d).

Foi identificado diabásio, que representa rocha mafica de granulação fina, constituída essencialmente por piroxênio, plagioclásio e pouco quartzo, que se apresentou em blocos arredondados por esfoliação esferoidal (figura 7e) no ponto PR-06. Por fim, foi descrita rocha de granulação fina com anfibólito, piroxênio, plagioclásio, quartzo, denominada de diorito nos pontos PR-07 ao 10. A rocha exibe foliação marcante, especialmente no ponto 10, que mostra forte alteração hidrotermal representada por silicificação e presença de albita

e anfibólio (figura 6f,g,h,i).

Desta forma, o reconhecimento em campo possibilitou a identificação de unidades vulcanossedimentares, que incluem rochas vulcânicas félsicas porfiríticas (riolíticas a dacíticas), rochas vulcânicas maficas muito hidrotermalizadas e unidades sedimentares (derivadas de protólitos pelíticos e químicos, como as formações ferríferas bandadas), cortadas por diorito hidrotermalizado, apófises pegmatíticas e diques tardios de diabásio. Tanto as unidades vulcanosedimentares, como o diorito, apresentam pronunciada foliação de caráter milonítico predominante, sendo que as primeiras também se apresentam dobradas em domínios menos cisalhados.

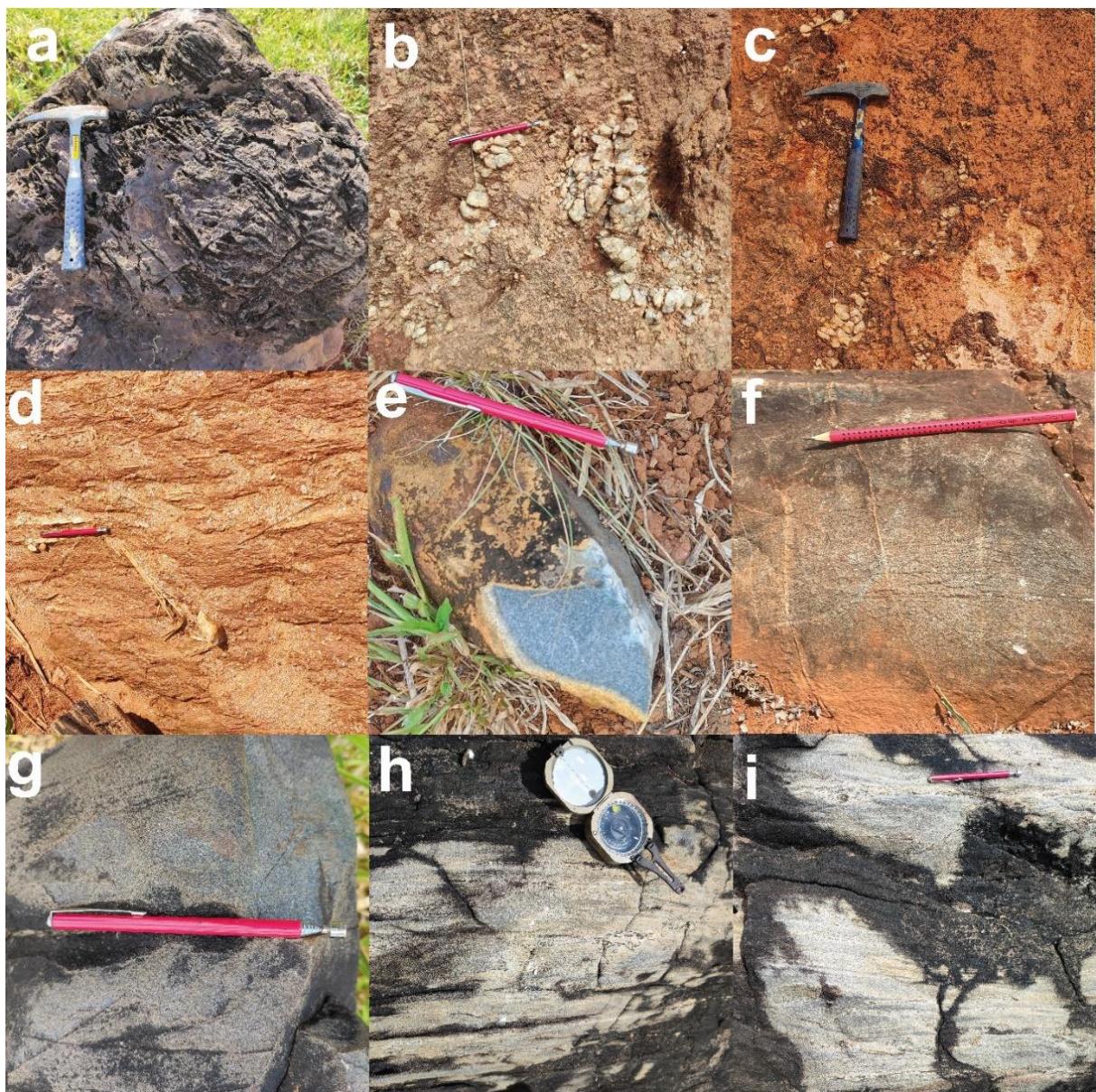


Figura 7: a) Bloco de formação ferrífera bandada exibindo dobramento assimétrico fechado em PR-02; b,c) Pegmatito muito intemperizado, exibindo cristais centimétricos (c) e veio de quartzo (b), em PR-04. d) Biotita-muscovita milonito grosso em PR-05. e) Bloco arredondado de diabásio em PR-06.f,g,h,i) Diorito exibindo foliação e, especialmente em h,i) forte silicificação e alteração hidrotermal com albita e anfibólio em PR-07 ao 10.

5.2. Rochas Hospedeiras

Com base nos testemunhos das sondagens AQW7-02,07 e 09, observou-se interceptos de dois litotipos (Diorito – Metassedimentos) principais que foram afetadas por diversos estágios de alterações hidrotermais responsáveis por obliterar feições primárias. No entanto, há porções que preservam relictos texturais permitindo classificar as rochas hospedeiras.

Primeiramente, observa-se rocha de coloração cinza-escuro esverdeada de aspecto maciço, sem foliação aparente (figura 8). Embora apresente textura fina quando hidrotermalizada (figura 8a a 8c), é possível classificá-la como um gabbro, composto por plagioclásio e piroxênio com textura subofítica (figura 8b). Ainda que não esteja totalmente obliterada pela interação fluido-rocha, é possível constatar o aspecto corroído das bordas dos clino e ortopiroxênios ígneos, que foram alterados por um agregado de cristais esverdeados, caracterizados como hornblenda e clorita, bem como ripas de plagioclásio com aspecto turvo, devido à substituição por sericita (figura 8d e 8e). Textura gráfica de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico nos espaços intersticiais, atribuída à textura granofírica pouco desenvolvida (figura 8e), é observada.

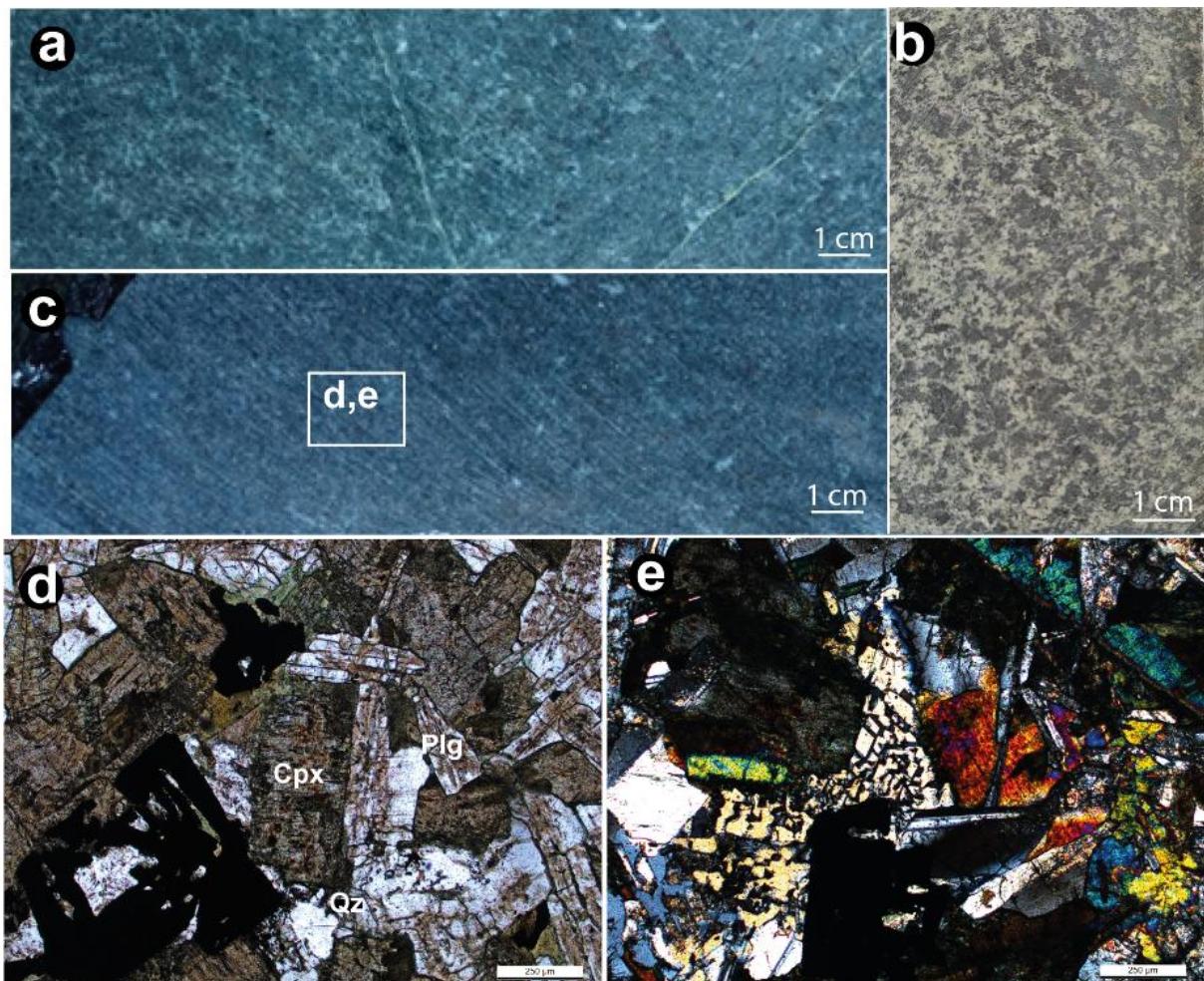


Figura 8: Fotos de porções do gabbro com menor intensidade de alteração hidrotermal provenientes da sondagem

AQW7-02 e 07. a,b,c) Aspectos macroscópicos, mostrando a textura fina resultante da alteração hidrotermal, a,c (furo 02) e b (furo 07). d) Gabro exibindo textura subofítica, com clinopiroxênio com bordas corroídas devido à alteração parcial por clorita e plagioclásio ripiforme sericitizado.d,e) Cristais de clinopiroxênio e ripas de plagioclássio bastante sausuritizadas e/ou sericitizadas, com textura gráfica de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico nos espaços intersticiais, atribuída à textura granofírica pouco desenvolvida). Cpx: clinopiroxênio, Qz: quartzo, Plg: plagioclásio.

Nas sondagens AQW7-07, foi observada rocha que exibe fraca foliação e aspecto diferente do gабro. Nestas porções é possível observar grãos de quartzo orbiculares milimétricos a centimétricos ($<1,5$ cm) (figura 9), por vezes, esparsos e dispersos em matriz fina silicificada. A rocha foi classificada macroscopicamente como (meta)-sedimentar siliciclastica em função da esfericidade dos grãos de quartzo.



Figura 9: Rocha metassedimentar exibindo quartzo orbicular disperso em matriz intensamente cloritzada.

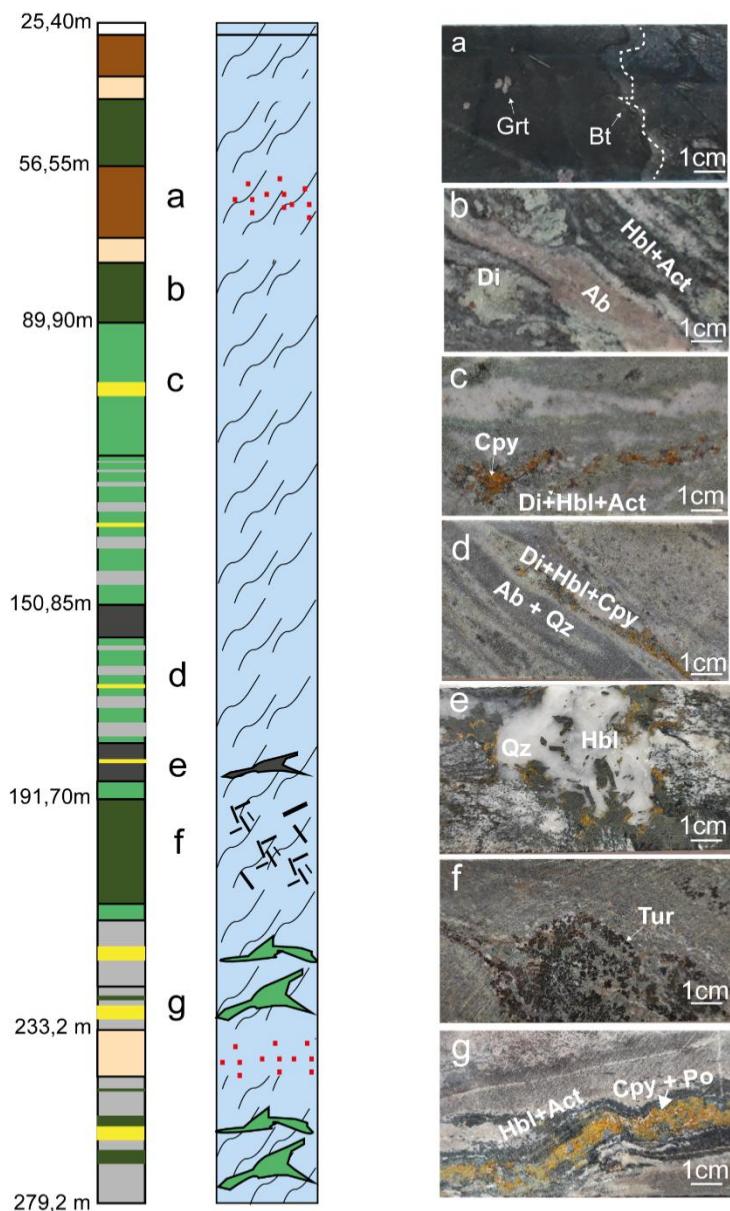
5.3 Alteração Hidrotermal

Os tipos e estilos de alteração hidrotermal foram descritos macroscopicamente em testemunhos das sondagens AQW7-07 e 09 totalizando aproximadamente 837 metros. Nos desenhos esquemáticos (figuras 10 e 11), as zonas foram demarcadas com relação à alteração predominante, o que não exclui o fato de existirem sobreposições por novos pulsos ou por telescopagem do sistema.

O estágio inicial de alteração hidrotermal é c醘lico (Ca), marcada por associação mineral com diopsídio-hornblenda(Di-Hbl), comumente substituída pela associação de actinolita-epidoto-clinozoisita [Act- (Ep) - (Clino)], sendo comum relações de substituição que se desenvolvem a partir das bordas dos cristais dos piroxênios ígneos bem como abundante formação de titanita acompanhando essa fase, quando não há essa relação de reação através de bordas com entrâncias, quando o contato é retilíneo como em algumas porções, foi interpretado como uma ressurgência de um novo pulso quente sobrepondo outro da mesma fase como uma segunda geração (Di-Hbl II). Nas rochas (meta)-sedimentares, o

diopsídio ocorre como grandes cristais poiquiloblásticos orientados segundo a foliação das rochas. Nos testemunhos de sondagem, é possível observar que os *fronts* de alteração cárlica se desenvolvem em domínios foliados e conferem cor verde clara à rocha. Em seguida, observa-se intervalos sulfetados, nos quais predominam calcopirita, e pirita, pirrotita e pentlandita ocorrem de forma subordinada (figura 12). Nestes intervalos os sulfetos ocorrem em *strings* também orientados segundo a foliação. Após a sulfetação, há um predomínio de minerais da associação de alteração sódica, como albite e Na-escapolita, em associação com grafita (figura 13), que é abundante notadamente no gabbro/diorito alterado. A escapolita exibe alta cor de interferência, o que indica composição sódico-cárlica a cárlica, condizente com a transição da alteração cárlica a sódica, desenvolvida em protólito máfico.

Desenho esquemático do furo AQW7-09



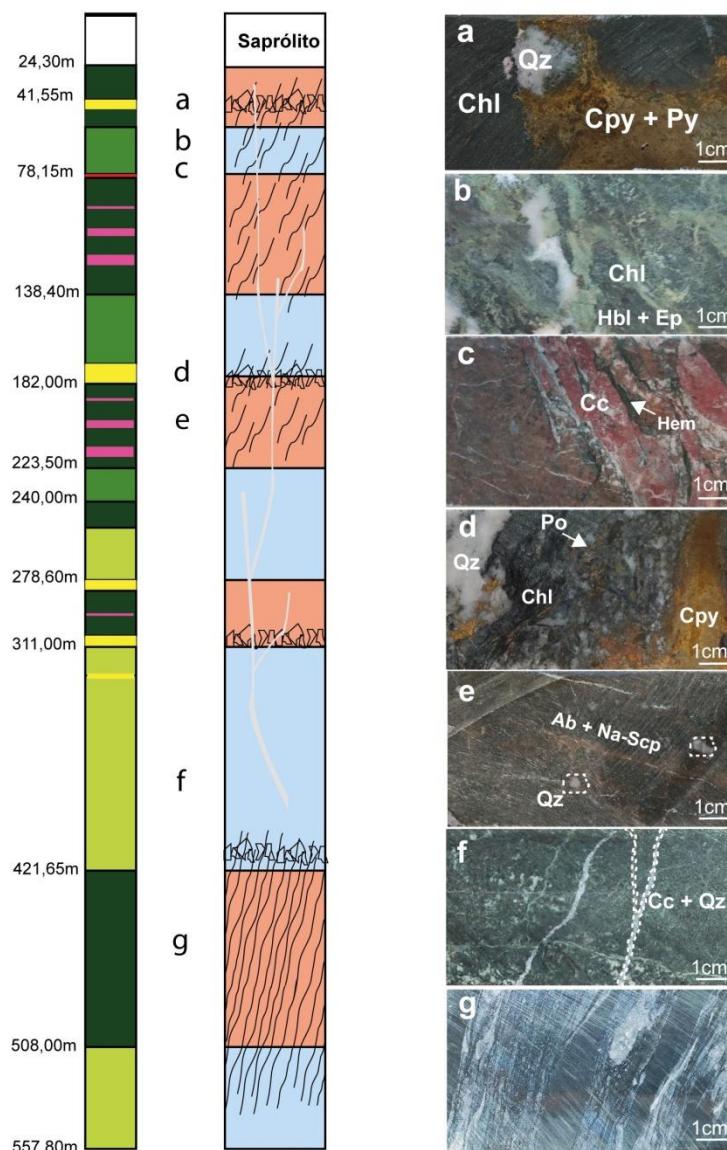
Legenda

Hospedeira: Gabro	Estruturas:
	Foliação Infills
Principais alterações hidrotermais:	
Tur	Hbl + Act
Grt	Hbl + Qz
Bt + Mc	Ab + Qz
	Di + Hbl + Act
	Bt + Qz
	Mineralização

Figura 10: Desenho esquemático da sondagem AQW7-09. a) Porção com biotita fina exibindo microdobras, *spots* com granada e silicificação. b) Porção exibindo hornblenda, actinolita intercalada com albita e *spots* verde claro de diopsídio. c) Calcopirita preenchendo fratura acompanhada de diopsídio, hornblenda e actinolita. d) Intercalação entre albita e quartzo com diopsídio e hornblenda. e) *Infill* de hornblenda e quartzo grosso. f) Concentração de cristais orientados de turmalina. g) Calcopirita e pirrotita acompanhada de hornblenda e actinolita concordantes à foliação. Tur: turmalina, Grt: granada, Bt: biotita, Qz: quartzo, Act: actinolita, Ab: albita,

Di: diopsídio, Ep: epidoto, Chl: clorita, Cpy: calcopirita, Po: pirrotita.

Desenho esquemático do furo AQW7-07



Legenda

Hospedeira:	Gabro	Metassedimentar
Estruturas:	Brecha	Venulas
	Foliação	Foliação milonítica
Principais alterações hidrotermais:		
[Green Box]	Hbl + Ep	Chl
[Yellow Box]	Chl + Ep	Cc + Qz
[Pink Box]	Ab + Na-Scp	Cc + Hem
		Mineralização

Figura 11: Desenho esquemático do furo AQW7-07. a) Brecha com clastos da rocha metassedimentar e quartzo preenchida por calcopirita e pirita. b) Porção gabbroica alterada com hornblenda, epidoto e clorita. c) *Infill* com calcita avermelhada bordejado por hematita fina. d) Zona brechada com fragmentos de quartzo bordejados por clorita e calcopirita. e) Porção de rocha metassedimentar exibindo quartzo orbicular com albita e escapolita sódica (marialita). f) Porção gabbroica cortada por vênulas tardias de carbonato e quartzo. g) Destaque para foliação milonítica. Hbl:hornblenda, Ab: albita, Cc: calcita, Chl: clorita, Ep: epidoto, Hem: hematita, Qz: quartzo, Cpy: calcopirita, Py: pirita, Po:pirrotita.

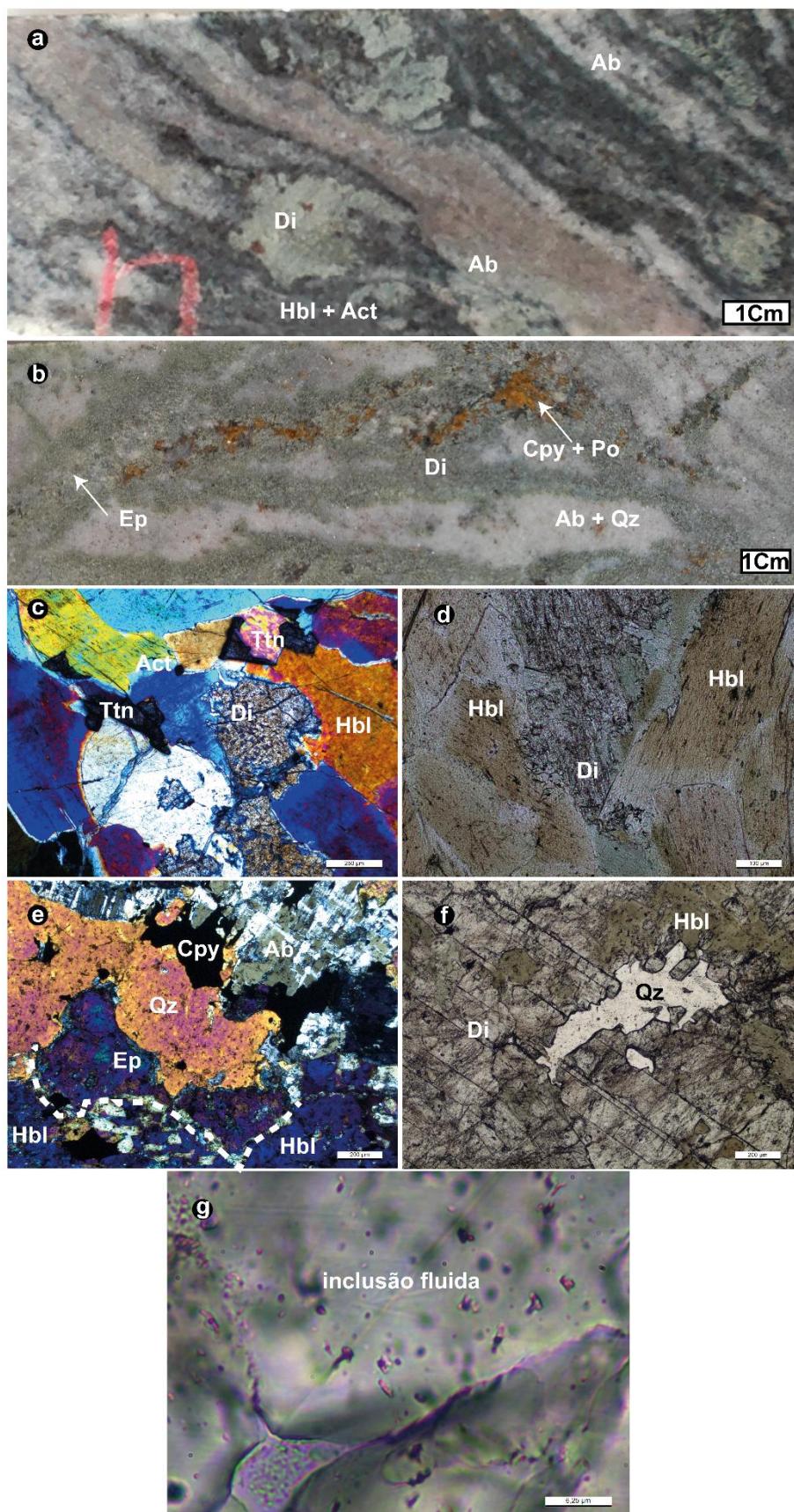


Figura 12: Alteração cárcea e seus aspectos texturais. a) Spots de Diopsídio envoltos por hornblenda e actinolita seguidos de albitização. b) Alteração hidrotermal pervasiva com diopsídio acompanhando calcopirita e pirrotita.

c) Fotomicrografia com polarizadores cruzados evidenciando diopsídio e anfibolios e critais de titanita. d) Fotomicrografia mostrando o anfibólito com núcleos de pleocróismo marrom (hornblenda) e bordas restritas ao verde mais claro (actinolita). e) Hornblenda parcialmente substituída por epidoto, acompanhada de quartzo seguida por precipitação de sulfeto e albita. f) Diopsídio acompanhado de quartzo como evidência de piroxênio hidroterral. g) Diopsídio repleto de inclusões fluidas como mais uma evidência de origem hidrotermal. Ab: albita, Di: diopsídio, Hbl: hornblenda, Act: actinolita, Ep: epidoto, Cpy: calcopirita, Po: pirrotita, Qz: quartzo, Ttn: titanita

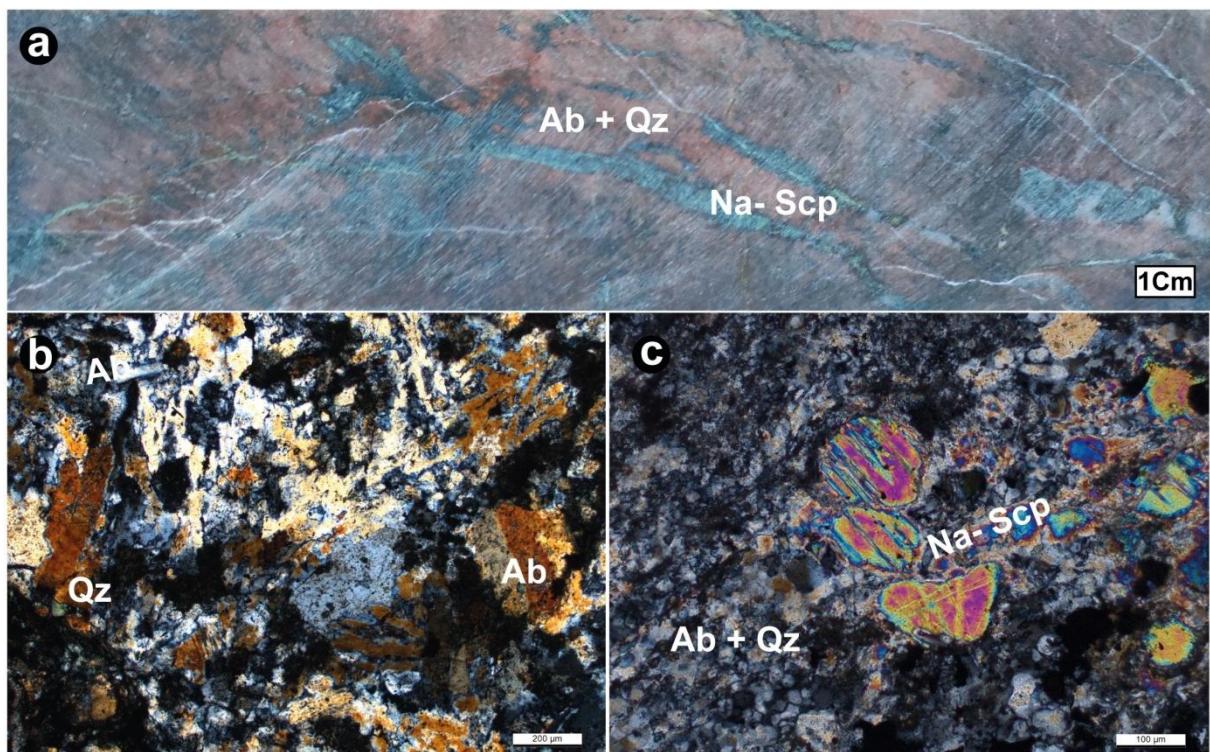


Figura 13: Aspectos da alteração hidrotermal sódica. a) Foto macroscópica mostrando caráter pervasivo e intenso da alteração sódica em rocha com granulometria muito fina. b) Diferentes gerações de albta e quartzo, por vezes exibindo reliquias de ripas de plagioclásio. c) Mineral incolor que, em polarizadores cruzados, exibe cores intensas de interferência junto a uma matriz quartzo-feldspática, identificado como escapolita Ab: albita, Qz: quartzo, Na-Ca-Scp: escapolita sódico-cálcica.

A zona de alteração potássica (K) é marcada por biotita e intensa silicificação, conferindo coloração marrom/cinza escuro à rocha. A presença de biotita é mais comum em rochas derivadas de protólitos sedimentares, constituídas predominantemente por quartzo, microclínio e albita, com textura granoblastica fina e foliação bem desenvolvida. Nestas rochas, a biotita ocorre muito fina definindo a foliação que exibe, localmente, microdobramentos assimétricos, e associa-se a fases minerais subordinadas como muscovita e granada (figura 14). No gabro/diorito, a presença de biotita é mais rara, mas pode ser observada localmente substituindo a actinolita.

É possível observar extensa cloritização em todos os litotipos hospedeiros, associada ao desenvolvimento de uma foliação milonítica. Nota-se que porções que exibem predomínio de clorita de ferro (chamosita), comumente associada a leucoxênio, ocorrem junto a um segundo estágio de sulfetação (figura 15).

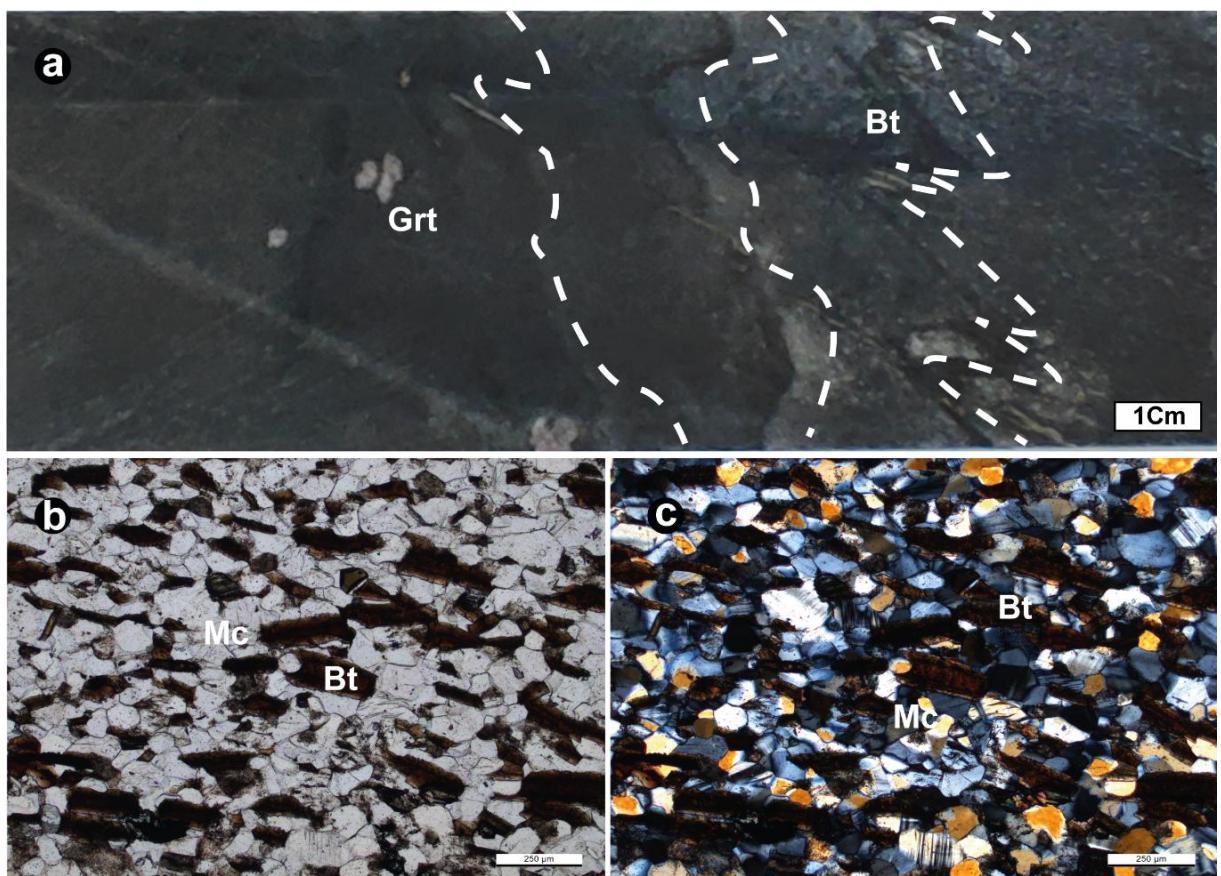


Figura 14: Aspectos principais da alteração potássica. a) Rocha de coloração marrom escuro exibindo biotita formando microdobramentos centimétricos e assimétricos, junto a spots localizados com granada. b) Biotita definindo foliação junto a matriz granoblástica de microclínio (feição de metamorfismo). c) Ampla presença de microclínio (>75%) com contatos poligonizados e quartzo fino. Grt: granada, Bt: biotita, Mc: microclínio.

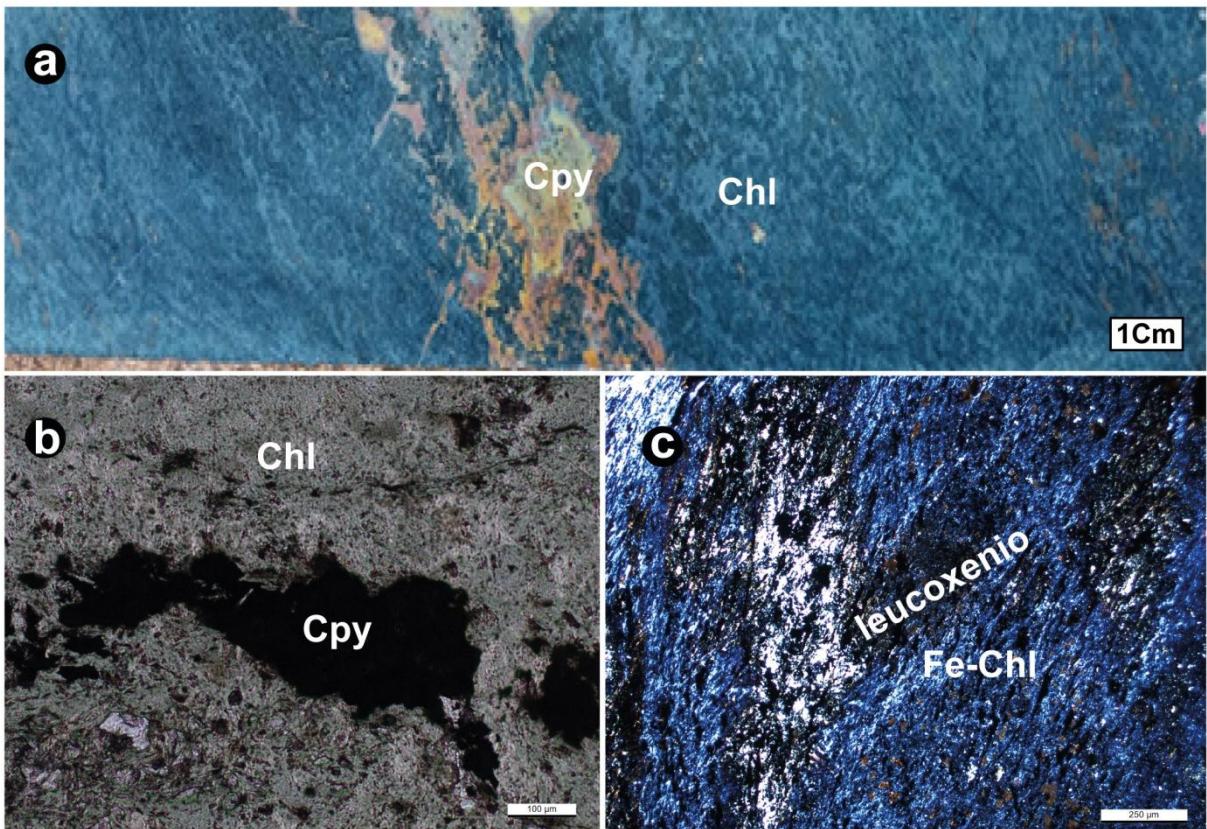


Figura 15: Aspectos gerais da alteração Fe-Mg (cloritização). a) Matriz fina cinza escuro esverdeada exibindo extensa cloritização acompanhado a precipitação de calcopirita. b) Calcopirita rodeada por clorita. c) Clorita férrica (chamosita-cor de interferência azulada), acompanhada de leucoxênio. Cpy: calcopirita, Chl: clorita, Fe-Chl: clorita férrica.

A mineralização associada à transição entre alteração cárlica e sódica é composta, principalmente, por calcopirita + pirita \pm pirrotita. Em relação à sondagem AQW7-07, no gabro, a alteração cárlica é acompanhada por formação de diopsídio e hornblenda, confere uma coloração esverdeada mais clara à rocha (figura 14). Por fim, observa-se granada rosa ($<1\text{cm}$), que ocorre em cristais esparsos associados às zonas de intensa silicificação (figura 16).

É comum ocorrer *infill*s tardios avermelhados com hematita fina bordejando núcleos carbonáticos (figura 15). Vênulas de calcita tardia exibem coloração avermelhada, sendo semelhante a um carbonato de ferro, tal como ankerita e siderita, mas essa coloração se dá ao fato de haver cristais de goethita muito finos, resultado da alteração de hematita muito fina que se encontradispersa no carbonato.

A mineralização tardia, é associada a uma composta, principalmente, por calcopirita + pirita \pm pirrotita associada a intervalos cloritzados, aos quais bordejam cristais de quartzo em zonas brechadas. Em ambas as sondagens, é comum observar vênulas tardias de carbonato e quartzo, e duas gerações de apatita uma relacionada a uma apatita euedrica junto a alteração Ca e outra apatita fraturada acompanha a alteração Fe-Mg. A prehnita também está entre as fases mais tardias do sistema, e ocorre intersticial e em pequenas

porções associada à(calcopirita + (pirita) disseminada e fina.

As associações analisadas quanto ao equilíbrio (paragênese) das fases minerais,considerando a relação das bordas dos minerais, bem como o mineral consumido/neoformado encontram-se reunidas no quadro paragenético da figura 16.

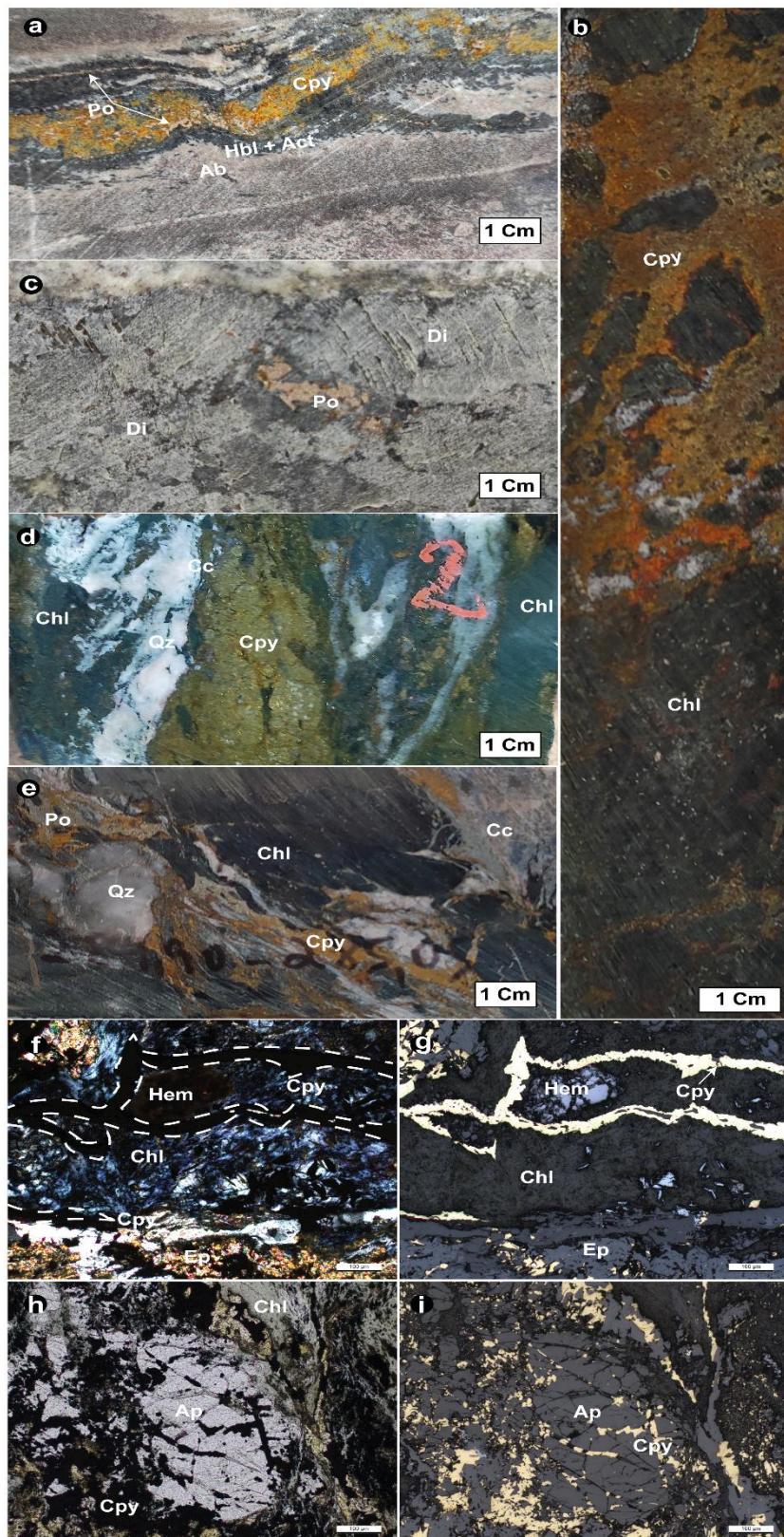


Figura 14: Principais aspectos mineralógicos e estruturais das mineralizações e sulfatação, c (associado a transição Ca-Na e b,d,e,f,g,h,i relacionada a mineralização tardia com clorita férrea.. a) Calcopirita-(pirrotita) precipitada junto a alteração cálcica. b) Calcopirita preenchendo brecha em rocha cloritizada de granulometria extremamente fina, os fragmentos da brecha são centimétricos e compostos por rocha previamente cloritizada.c) Pirrotita precipitada com um “diopsidito”. d) Calcopirita junto a vênulas tardias de quartzo e calcita em rocha cloritizada. e) Zona com calcita, quartzo, calcopirita e pirrotita em *infill* deformado. f) Chamosita e vênulas de calcopirita, com um spot de hematita no centro. d) Luz refletida evidenciando hematita e calcopirita. h) Apatita fraturada e subarredondada. i) Fraturas da apatita preenchidas por calcopirita. Ab: albita, Di: diopsídio, Hbl: hornblenda, Act: actinolita, Cpy: calcopirita, Po: pirrotita, Chl: clorita, Cc: calcita, Qz: quartzo, Hem: hematita, Ep: epidoto, Ap: apatita.

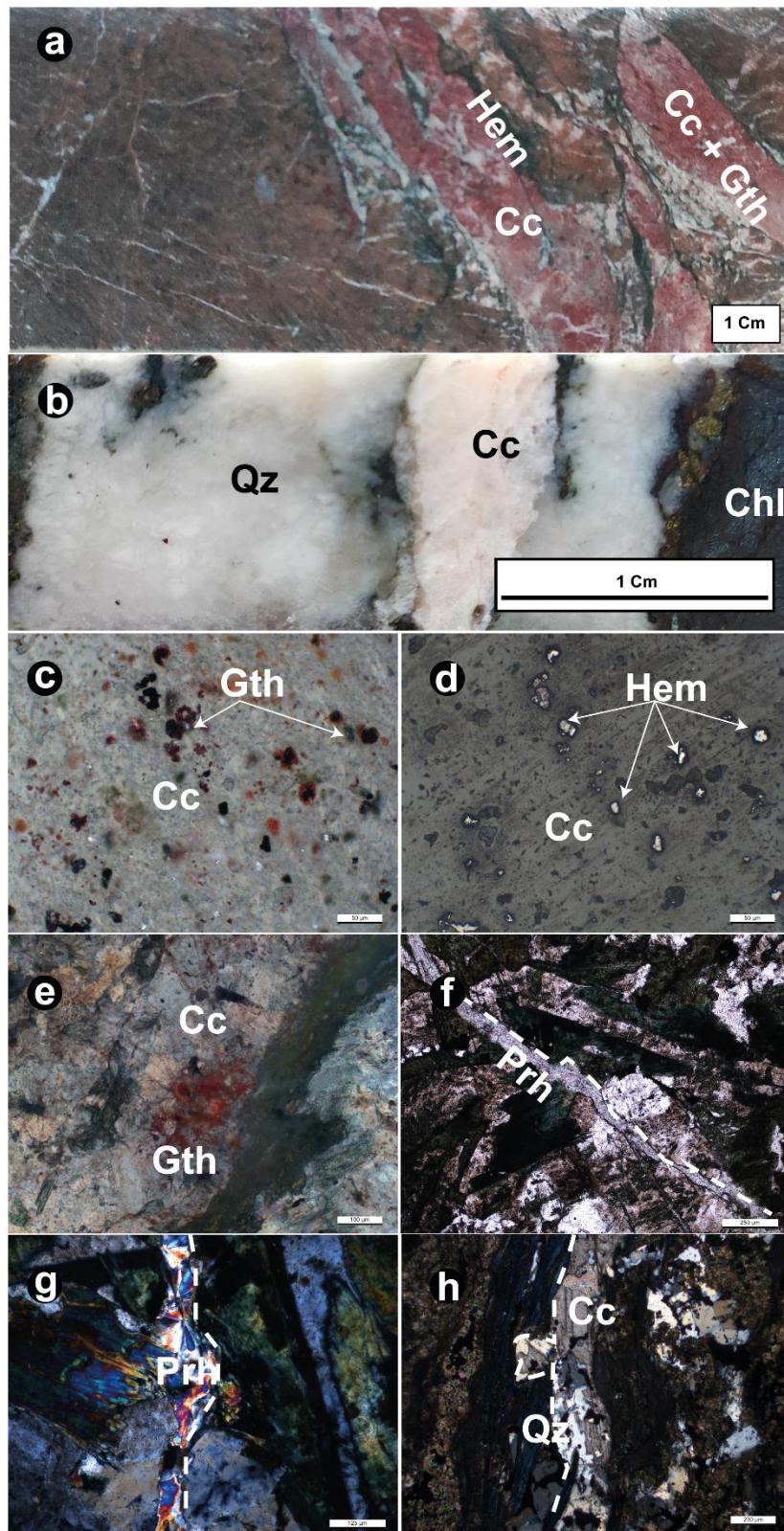


Figura 15: Aspectos gerais da carbonatação tardia. a) Brecha com preenchimento de calcita rósea e bordas finas de hematita. b) Veio tardio de quartzo e calcita em rocha cloritizada. c) Goethita fina disseminada como película em calcita. d) Micro spots de hematita na calcita, evidenciando relictos de hematita. e) Tonalidade vermelha de goethita em calcita. f) Vênula tardia de prehnita junto a hornblenda. g) Vênula de prehnita. h) Vênula tardia de calcita e quartzo. Cc: calcita, Hem: hematita, Gth: goethita, Qz: quartzo, Chl: clorita, Prh: prehnita.

Minerais	Ca	Sulfetação	Na	K	Fe-Mg	Carbonatação
<i>Diopsídio</i>	—	—				
<i>Hornblenda Verde</i>	—	—				
<i>Actinolita</i>		—				
<i>Titanita</i>					
<i>Epidoto</i>					
<i>Clinzoisita</i>					
<i>Apatita</i>	—					
<i>Quartzo</i>		—			
<i>Calcopirita</i>		—			—	
<i>Pirita</i>		—				
<i>Pirrotita</i>		—				
<i>Pentlandita</i>		—				
<i>Ilmenita</i>		—				
<i>Grafita</i>			—			
<i>Albita</i>			—			
<i>Marialita</i>			—			
<i>Microclínio</i>			—			
<i>Biotita</i>			—			
<i>Ortoclásio</i>			—			
<i>Muscovita</i>			—			
<i>Granada</i>			—			
<i>Clorita Fe (Chamosita)</i>			—			
<i>Clorita(Clinocoro)</i>			—			
<i>Leucoxênio</i>			—			
<i>Sericita</i>					—	
<i>Calcita</i>					—	
<i>Prehnita</i>					—	
<i>Hematita</i>					—	
<i>Goethita</i>					—	

Figura 16: Tabela de evolução paragenética geral com os estágios de alteração hidrotermal: Ca, sulfetação, Na, K, Fe-Mg e carbonatação.

5.4. Espectroscopia Raman

Análises pontuais utilizando espectroscopia Raman permitiram aumentar a assertividade em relação a identificação de minerais com poucas características diagnósticas. Além disso, mesmo não sendo um dos objetivos principais, foi possível a obtenção do espectro Raman característico da fase vapor de inclusão fluídica aprisionada no diopsídio formado na alteração cárcea. As análises de Raman auxiliaram na identificação de fases minerais em lâminas dos testemunhos AQW7/02 na profundidade de 43,85 metros (figura 17) (figura 18) e fragmento *in natura* do testemunho AQW7/07 na profundidade de 91,65 metros (figura 19).

Na lâmina do testemunho AQW7/02, observou-se espectro característico da albita nas áreas nas quais as ripas de plagioclásio presentes no gábrico apresentavam aspecto

turvo devido à alteração hidrotermal (figura 17). Já no testemunho AQW7/02 profundidade 43,85 metros, observou-se finas vênulas preenchidas por finos cristais radiados com padrão de leque, incolores, com cor de interferência alta, que apresentaram o espectro Raman característico da prehnita (figura 18). Por fim, no testemunho de sondagem AQW7/07, observou-se fragmento in natura com calcita com coloração avermelhada (figura 19), que também apresentou espectro Raman característico.

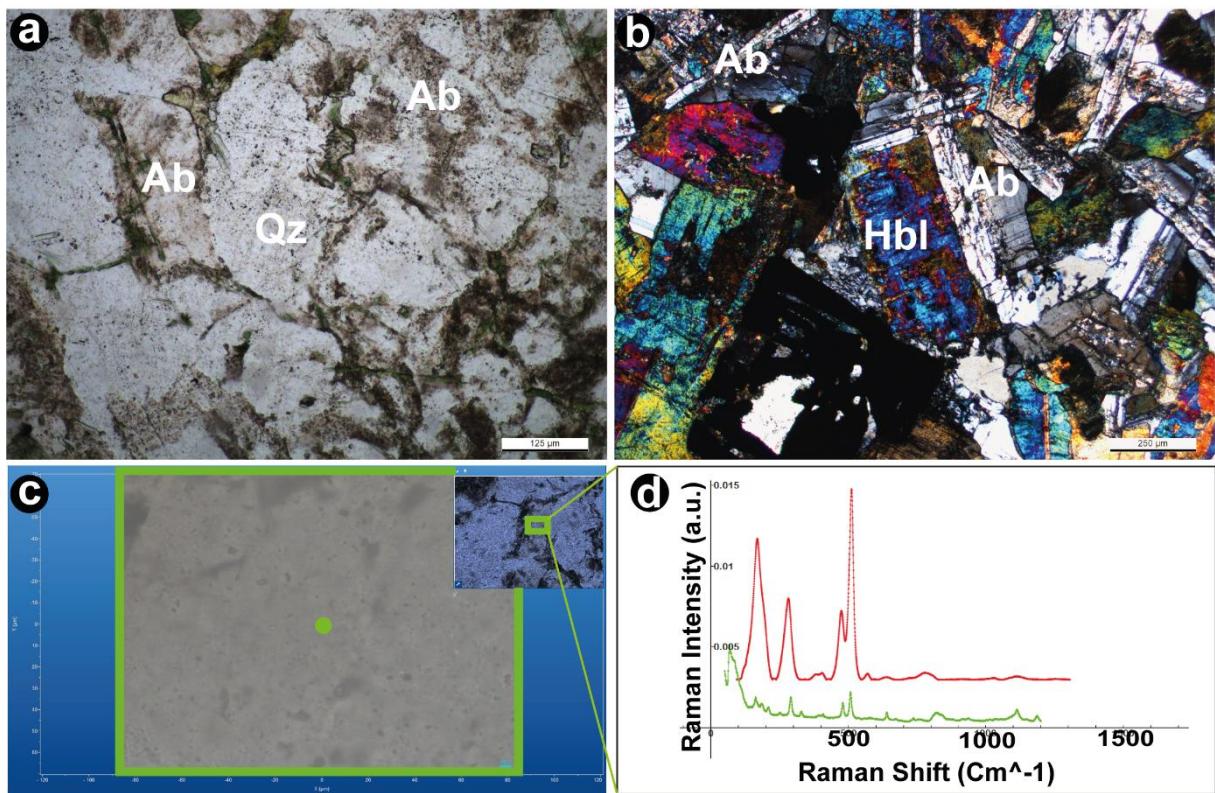


Figura 17: Ripas de plagioclásio no gabbro substituídas por albita, como evidenciado por análise Raman pontual. a,b) Fotomicrografias em luz transmitida com polarizadores descruzados (a) e cruzados (b), de lâmina do testemunho AQW7-2 em 43,85 metros. c) Área e ponto selecionados para análise. d) Espectro Raman obtido (verde) e proveniente de amostra catalogada no RRUFF (vermelho) (Lafuente et al., 2015), indicando espectro característico da albita.

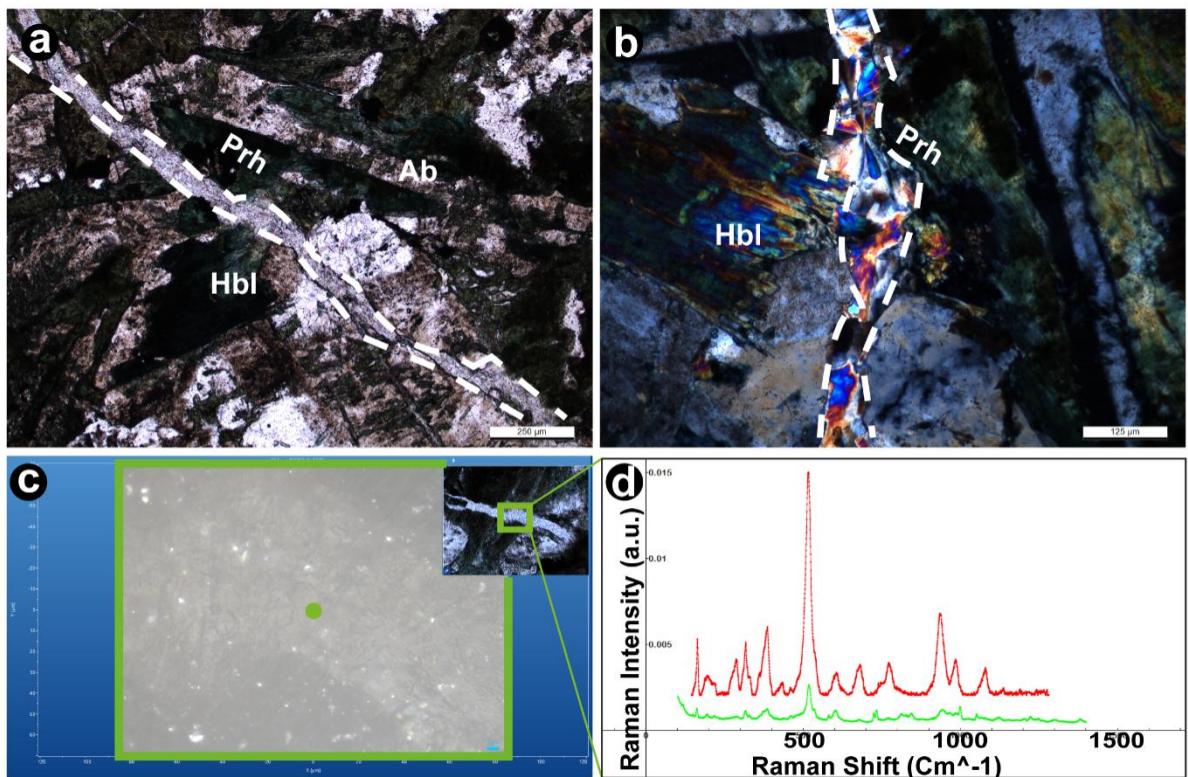


Figura 18. Fotomicrografias do depósito AQW7/02 profundidade 43,85 m. (a, b) Gabbro hidrotermalizado com ripas de plagioclásio substituídas por albita e piroxênios ígneos substituídos por hornblenda, cortado por vênula tardia preenchida por prehnita, que intercepta os minerais formados em todos os estágios de alteração (LT-PD e LT-PC, respectivamente). (c) Imagem Raman exibindo área de análise da prehnita, na qual o espectro Raman foi obtido; (d) A curva vermelha representa os dados Rruff (Lafuente et al., 2015) e a verde foi obtida em laboratório e identificadas como prehnita. PD: polarizadores descruzados, PC: polarizadores cruzados, LT: luz transmitida, Prh: Prehnita, Ab: albita, Hbl: hornblenda.

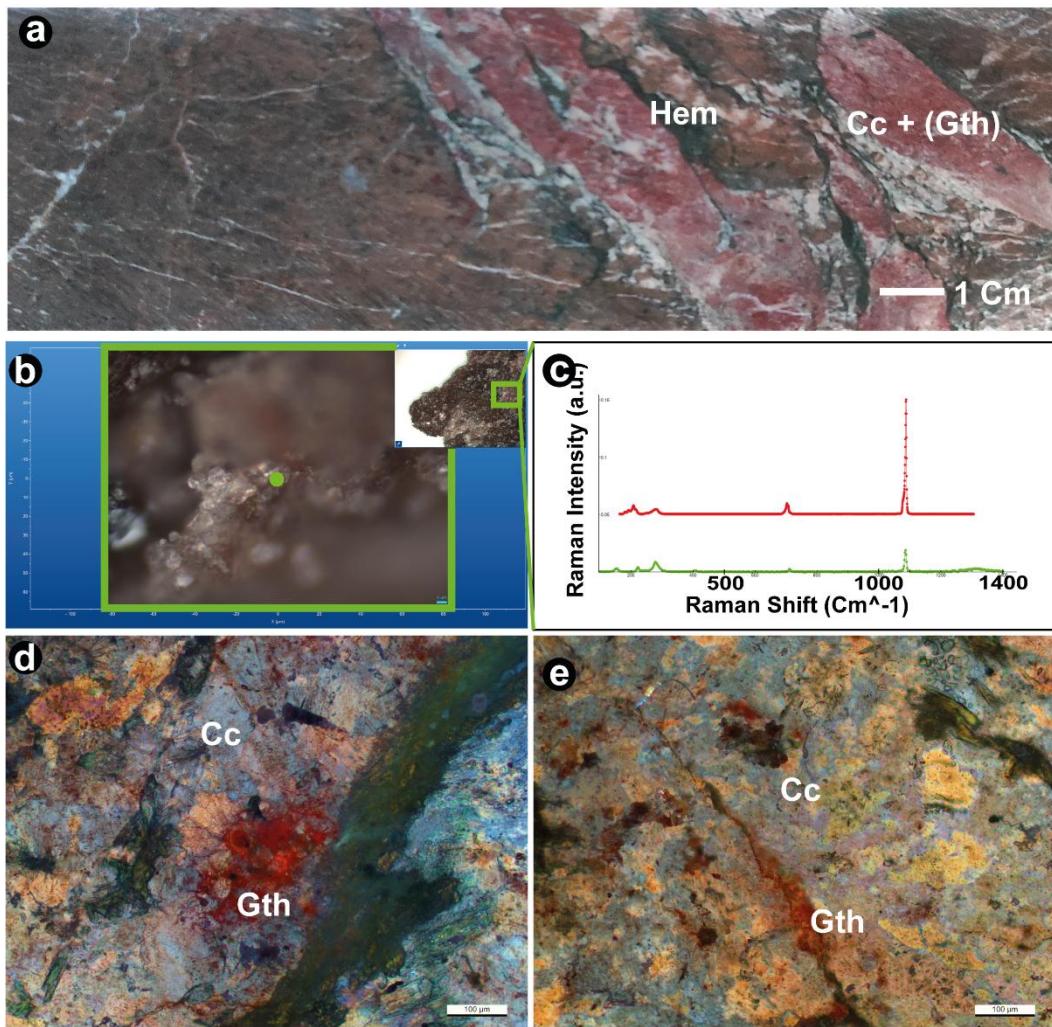


Figura 19: Espectro Raman de calcita em fragmento in natura retirado de testemunho de sondagem AQW7/7 profundidade 91,25 m. a) Aspectos macroscópicos do preenchimento tardio de calcita avermelhada com bordas finas de hematita. b) fragmento in natura analisado. c) Espectro Raman obtido (em verde) comparado com RRUFF (vermelho) (Lafuente et al., 2015). d, e) Fotomicrografias de calcita e goethita em luz refletida e polarizadores cruzados evidenciando reflexão interna vermelha intensa da goethita.

Análise Raman foi realizada também para confirmar a composição de uma fase mineral de coloração verde clara, incolor ao microscópio e sem pleocroísmo aparente. Este mineral ocorre como cristais subédricos com bordas por vezes serrilhadas, parcialmente substituídas por hornblenda e, frequentemente, ocorre junto ao quartzo intersticial. O espectro Raman obtido confirmou a presença de diopsídio, que se mostrou repleto de inclusões fluidas trifásicas [vapor + líquido + mineral filho (halita?)]. Visando a identificação da composição destas inclusões fluidas, foi obtido espectro Raman que possibilitou a caracterização de metano como fase vapor com pico em aproximadamente 2890 cm^{-1} e água (figura 20f,g) com picos na faixa de $3000\text{--}4000\text{ cm}^{-1}$

Junto à biotita e albita, observou-se mineral incolor de relevo moderado, com cores de interferência altas, intersticial aos demais (figuras 21 e 22). O espectro Raman na faixa $400\text{--}1500\text{ cm}^{-1}$ obtido em laboratório confirmou a presença de escapolita com composição

marialítica. Foram observados, também, “flakes” de mineral opaco de dureza e reflectância baixos, cor cinza em luz refletida, com forte anisotropia em tons de cinza-marrom, em meio a albita e epidoto (figura 23). O espectro obtido evidencia pico em 1550 cm^{-1} , característico da grafita (figura 23c).

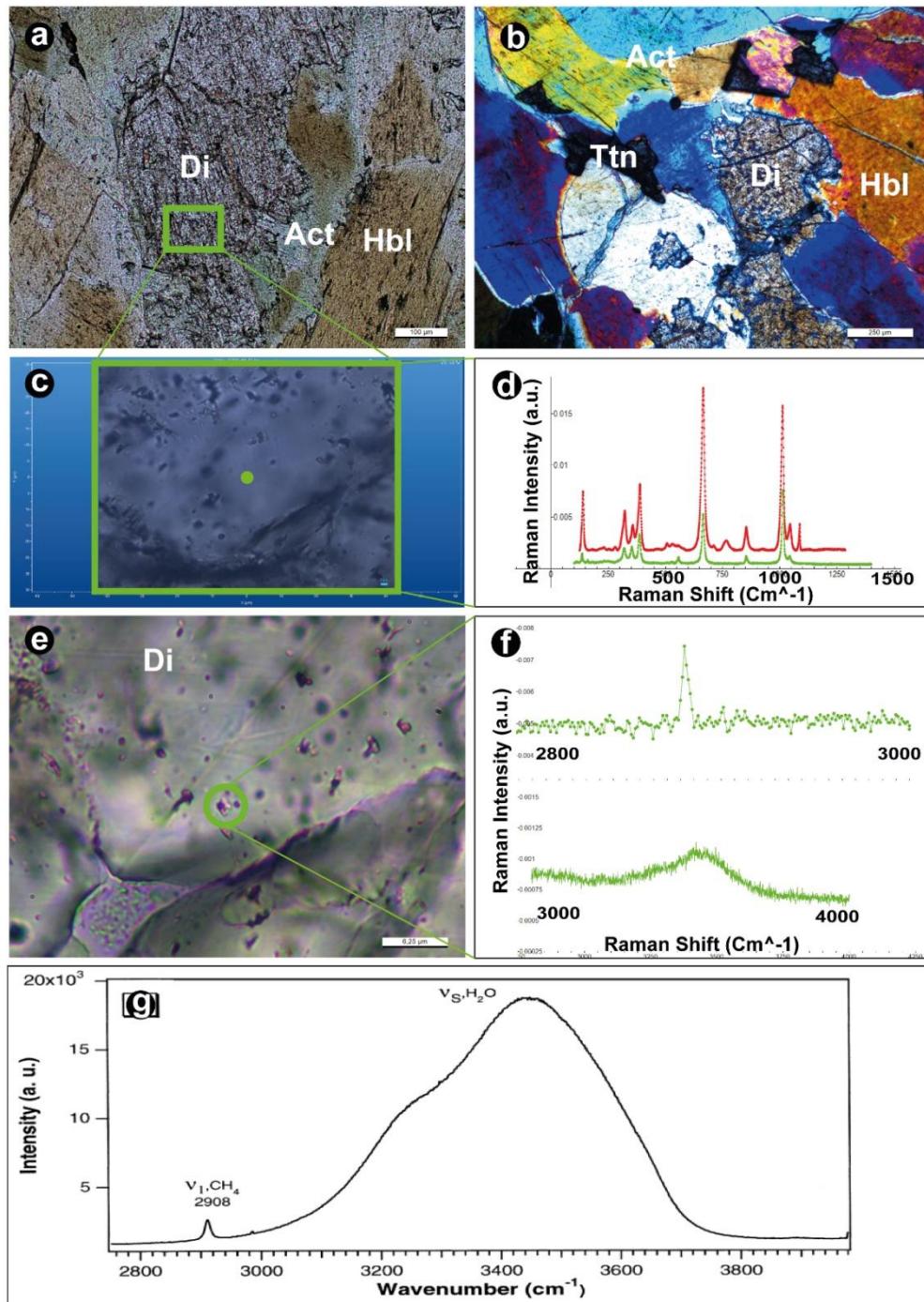


Figura 20: Fotomicrografias do depósito AQW7/9. (a) Cristal de diopsídio substituído parcialmente por hornblenda com bordas de actinolita em luz transmitida com polarizadores descruzados. (b) Zona principal de metassomatismo cárlico com cristais grossos de hornblenda em associação com titanita que substituiu de forma pervasiva o diopsídio (luz transmitida, polarizadores cruzados). (c) Imagem Raman de cristal de diopsídio na qual o ponto verde indica a localização do ponto para o qual foi gerado o espectro Raman. (d) Sobreposição do dado Raman do ponto da fig. “c” e o espectro Raman do diopsídio da base RRUFF (Lafuente et al., 2015). (e) Imagem Raman de inclusão fluida trifásica (vapor + líquido + mineral filho (halita?)) com fase vapor constituída por metano em cristal de diopsídio. (f) Espectros Raman de metano com picoem aproximadamente 2890 cm^{-1} e água na faixa de $3000\text{--}4000\text{ cm}^{-1}$. (g) Espectro Raman de metano e água da literatura (Lafuente et al., 2015).

PD: polarizadores descruzados, LT: luz transmitida, PC: polarizadores cruzados, Act: actinolita, Ttn: titanita, Di: diopsídio, Hbl: hornblenda.

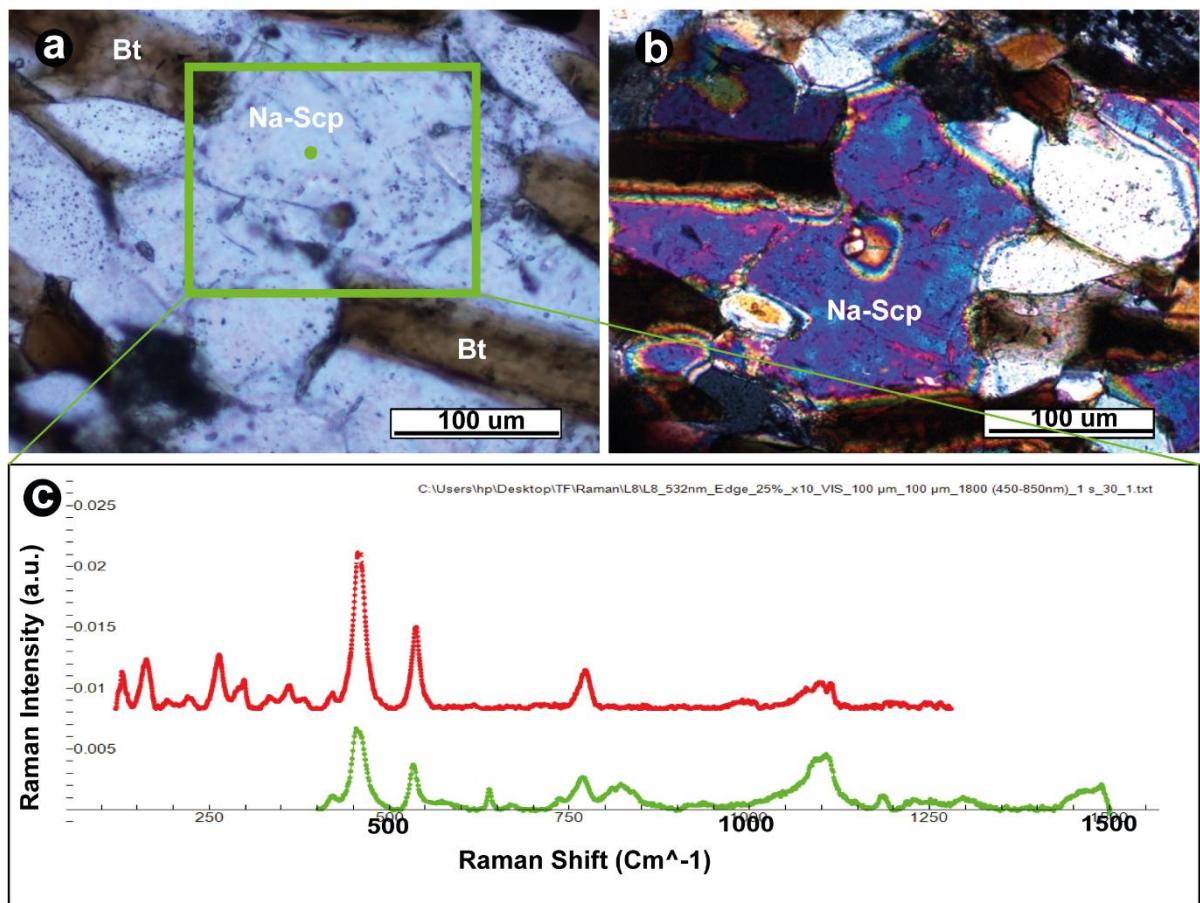


Figura 21: Fotomicrografias do depósito AQW7/09. (a, b) Cristais de escapolita em meio a alteração potássica com biotita em polarizadores descruzados (a) e cruzados (b). Ponto verde em (a) indica região analisada. (c) Espectro Raman de escapolita na faixa $400-1500 \text{ cm}^{-1}$ obtido em laboratório(verde) e vermelho proveniente do Rruff(Lafuente et al., 2015). Ab: albita, Na-Scp: escapolita sódica, Bt: biotita.

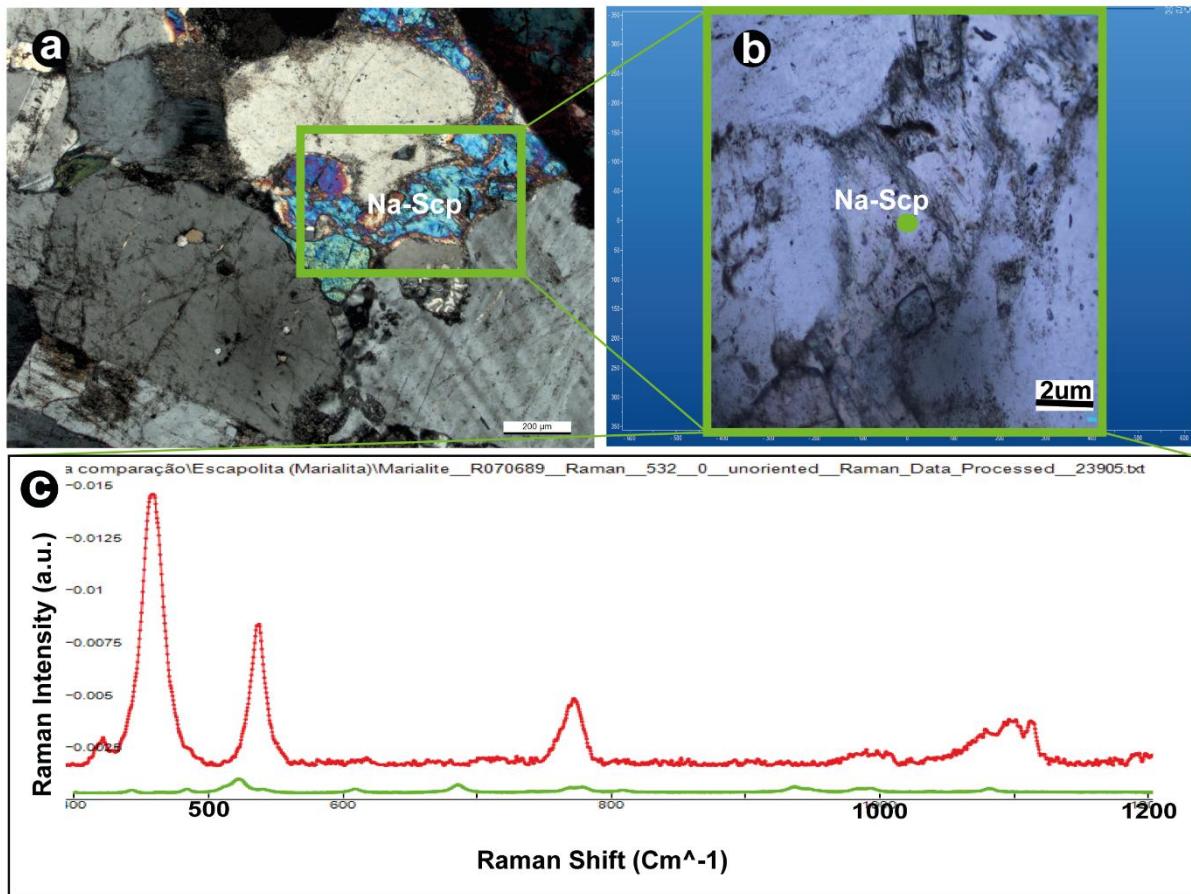


Figura 22: Identificação de espectro Raman de escapolita sódica (marialita). a) Fotomicrografia em polarizadores cruzados, mostrando a escapolita (cor de interferência alta) associada com albita; b) Campo e ponto analisados pelo método Raman, c) Espectro Rruff (vermelho) (Lafuente et al., 2015) e obtido (verde), evidenciando a presença de marialita. Scp- escapolita.

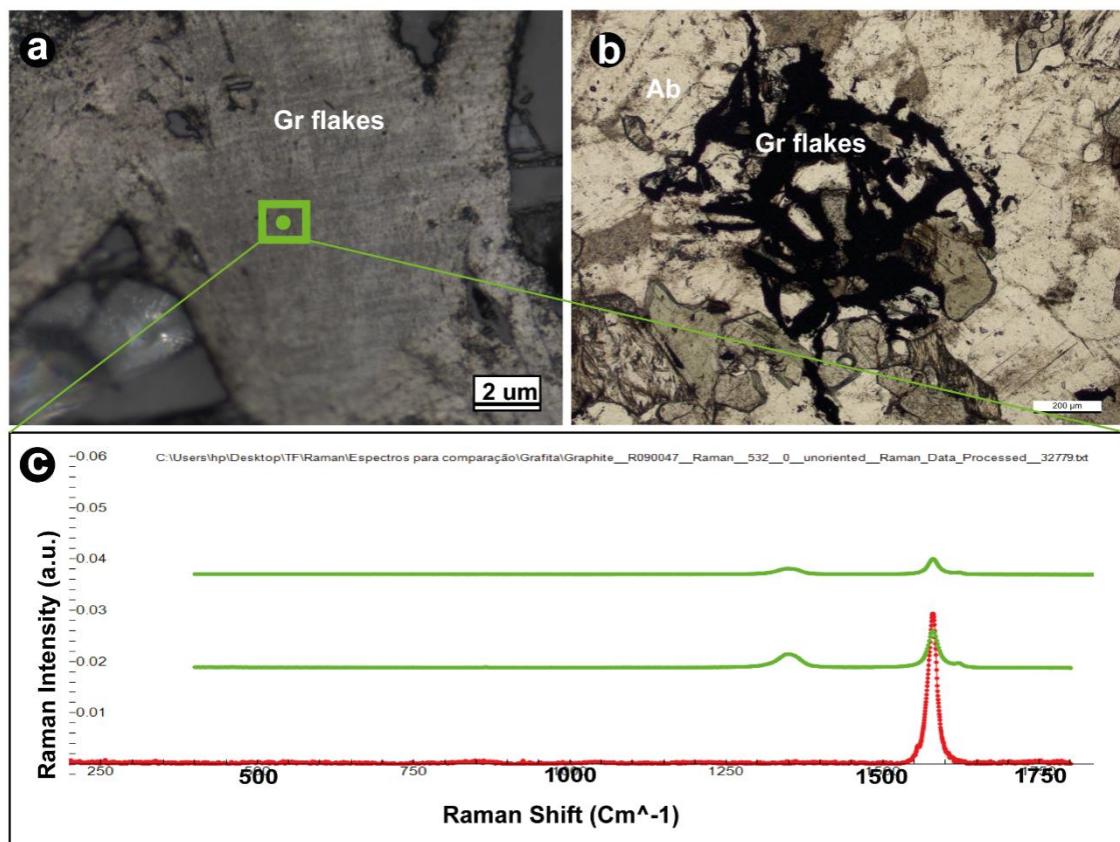


Figura 23. Fotomicrografias do depósito AQW7/7. (a) Imagem Raman de flakes de grafita ocorrendo como cristais com bordas angulares em luz refletida. (b) Cristais de grafita em meio à associação de alteração sódica com albita em luz transmitida e polarizadores descruzados. (c) Espectro Raman de grafita com pico de 1550 cm^{-1} , mostrando em vermelho espectro obtido e em verde espectros provenientes do Rruff (Lafuente et al., 2015). Ab: albita, Gr: grafita.

5.5. Catodoluminescência Óptica (CL)

A catodoluminescência óptica (CL) foi utilizada nos estágios finais de detalhamento para verificar aspectos texturais que não foram identificados à luz da microscopia convencional.

Entre os minerais que apresentaram CL, destaca-se a apatita (figuras 24 e 25). No alvo AQW7, a apatita ocorre associada à hornblenda, albita e biotita, ocorre em cristais euedrais a subeuedrais (figura 24), com hábito pseudohexagonal e exibe CL de cor amarela esverdeada com alguns fracos zoneamentos definidos pela alternância de cores amareladas escuras e mais claras (figura 24 e). Outra forma de ocorrência da apatita é associada ao epidoto e clorita com cor de interferência azulada (clorita Fe) nos estágios mais tardios de alteração hidrotermal, controlados por foliação milonítica. Neste contexto, a apatita comumente apresenta-se estirada e intensamente fraturada, com calcopirita nas microfraturas (Figura 25). Esta segunda geração de apatita apresenta CL mais pálida, de cor amarelo-marrom, e CL amarelo claro junto às fraturas, mas nada significante ou intenso.

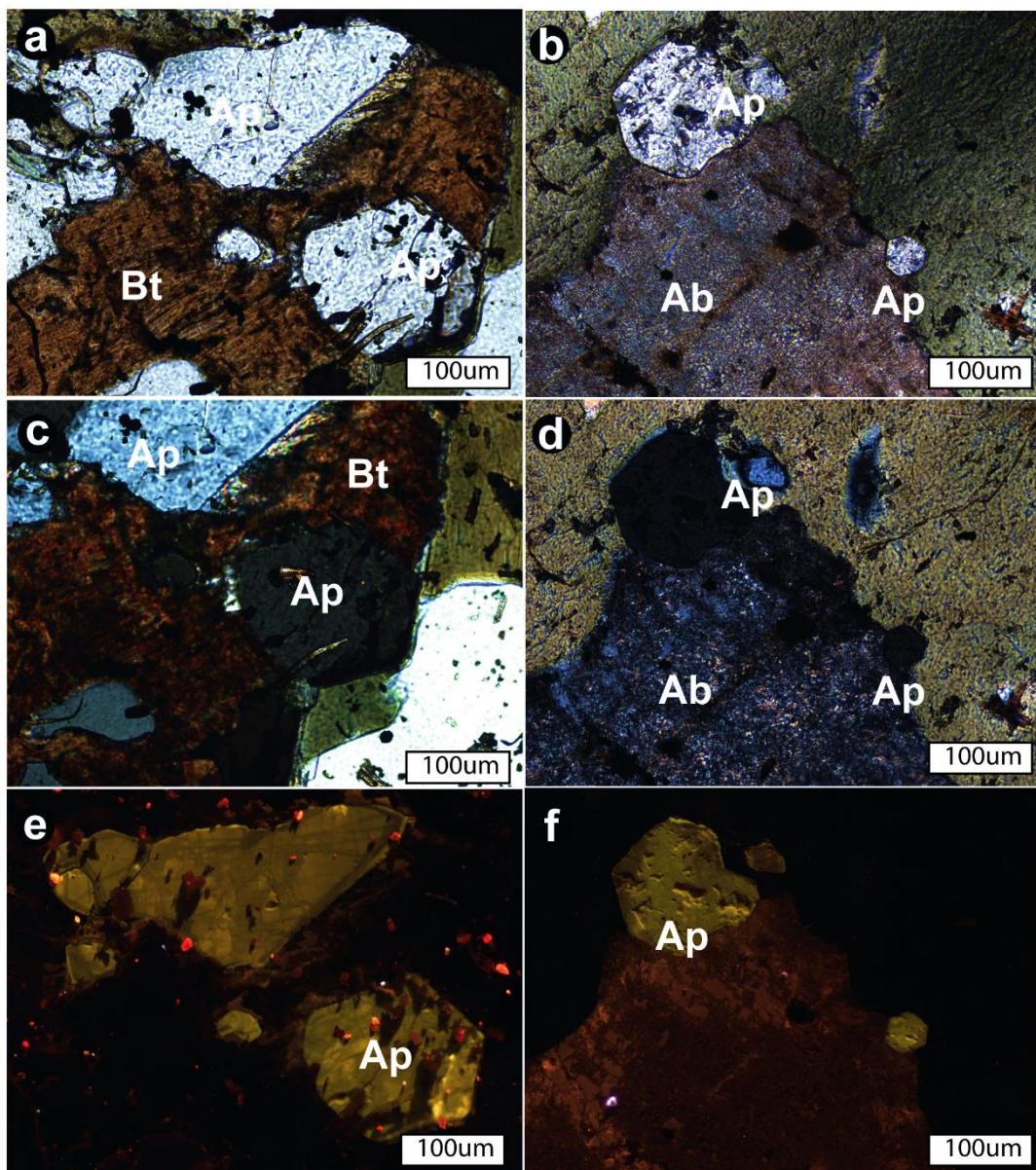


Figura 24: Fotomicrografias e imagens de CL de apatita. a,b) Observa-se a polarizadores descruzados apatita subeudral a euedral, habito pseudohexagonal, associada com biotita (a) e hornblenda e albita em (b). c,d) Observa-se apatita a polarizadores cruzados. e,f) Imagens de catodoluminescência óptica com apatita com CL amarela esverdeada.

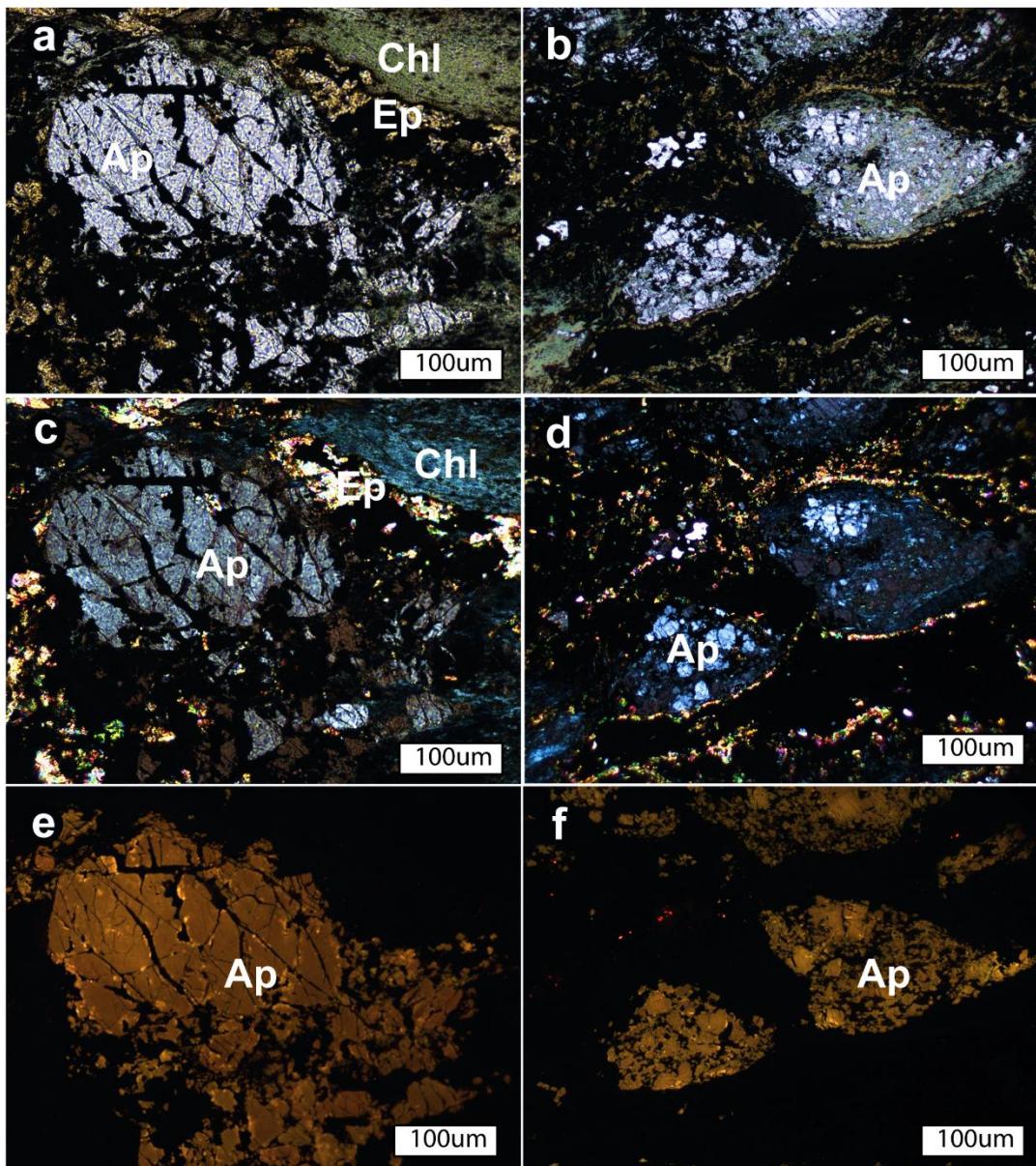


Figura 25: Fotomicrografias e imagens de CL de apatita. a,b) Observa-se a polarizadores descruzados apatita fortemente fraturada com calcopirita preenchendo microfraturas. c,d) Observa-se a polarizadores cruzados epidoto e Fe-clorita acompanhando a apatita. e,f) Imagens de catodoluminescência óptica com apatita com CL de fraca intensidade e cor amarela-marrom, com CL amarelo claro proximal às microfraturas.

A calcita frequentemente exibe catodoluminescência e no caso da calcita associada aos veios tardios do alvo AQW7 mostrou CL intensa (figura 26), exibindo núcleo com CL avermelhada e bordas com CL alaranjadas (figura 26e). O quartzo que ocorre associado à calcita também apresentou CL vermelha-marrom.

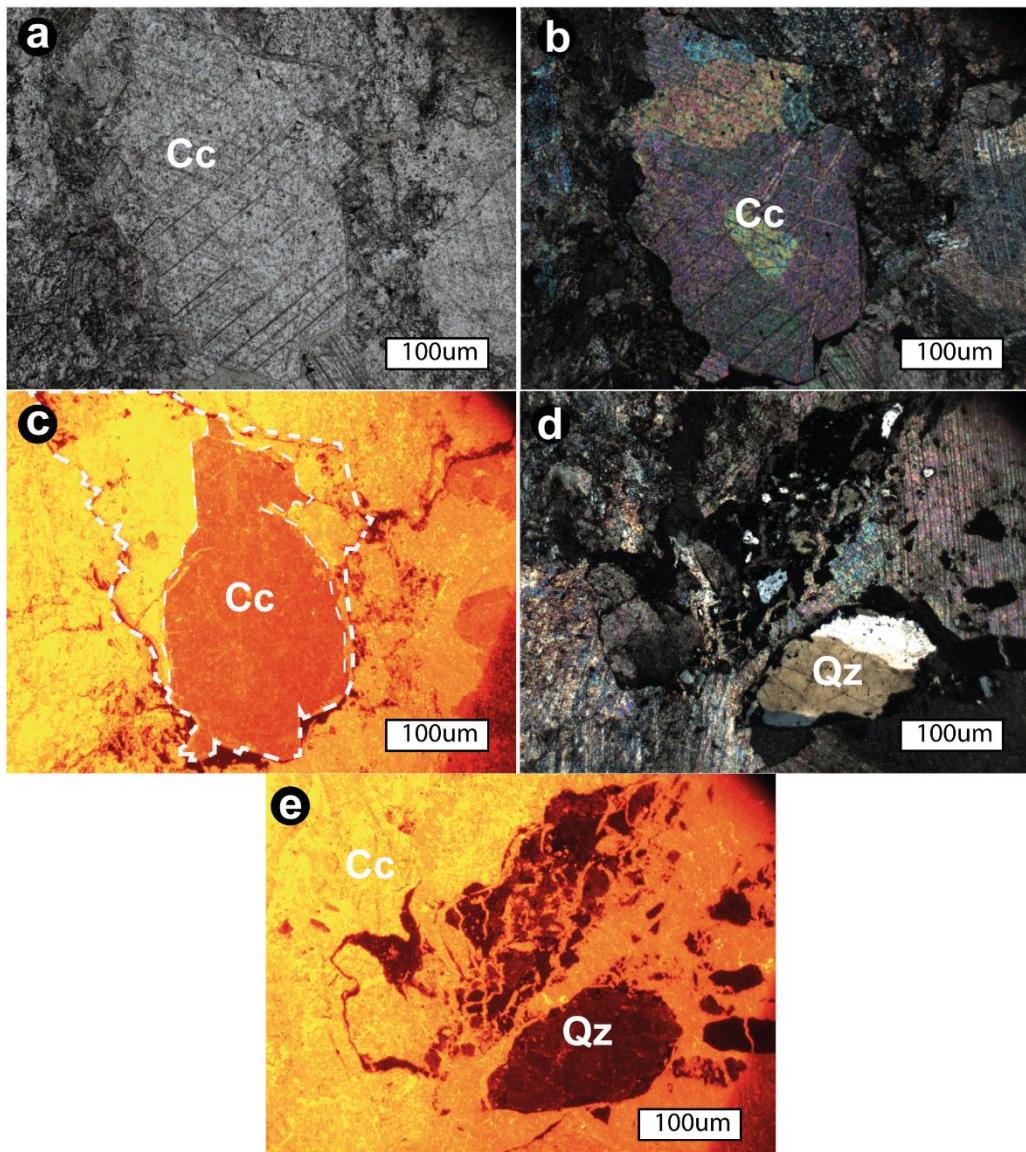


Figura 26: Fotomicrografias e imagens de CL de calcita. a) Observa-se a polarizadores descruzados calcita anedral. b,d) Observa-se a polarizadores cruzados calcita anedral. c,e) Imagens de catodoluminescência ótica com calcita apresentando CL laranja avermelhada. Em (c), o núcleo da calcita apresenta CL vermelha intensa e em (e) observa-se CL amarela forte na calcita e CL vermelha-marrom no quartzo.

Por fim, o último mineral analisado foi a escapolita (figura 27) que ocorre em rocha foliada com biotita fina, diopsídio, feldspato potássico e quartzo, possivelmente derivada do protólitos sedimentar. A escapolita exibe cores fortes de interferência a polarizadores cruzados.o que provavelmente se deve ao fato de se tratar de uma escapolita com cálcio na estrutura da marialita As imagens de catodoluminescência exibiram CL vermelha uniforme na escapolita, sem evidenciar aspectos texturais não observados por outras técnicas de microscopia. No entanto, o uso da catodoluminescência nesta amostra também possibilitou a distinção do feldspato potássico, que muitas vezes não apresenta geminação, e do quartzo, uma vez que o feldspato apresentou CL verde claro, enquanto quartzo e biotita não apresentaram CL.

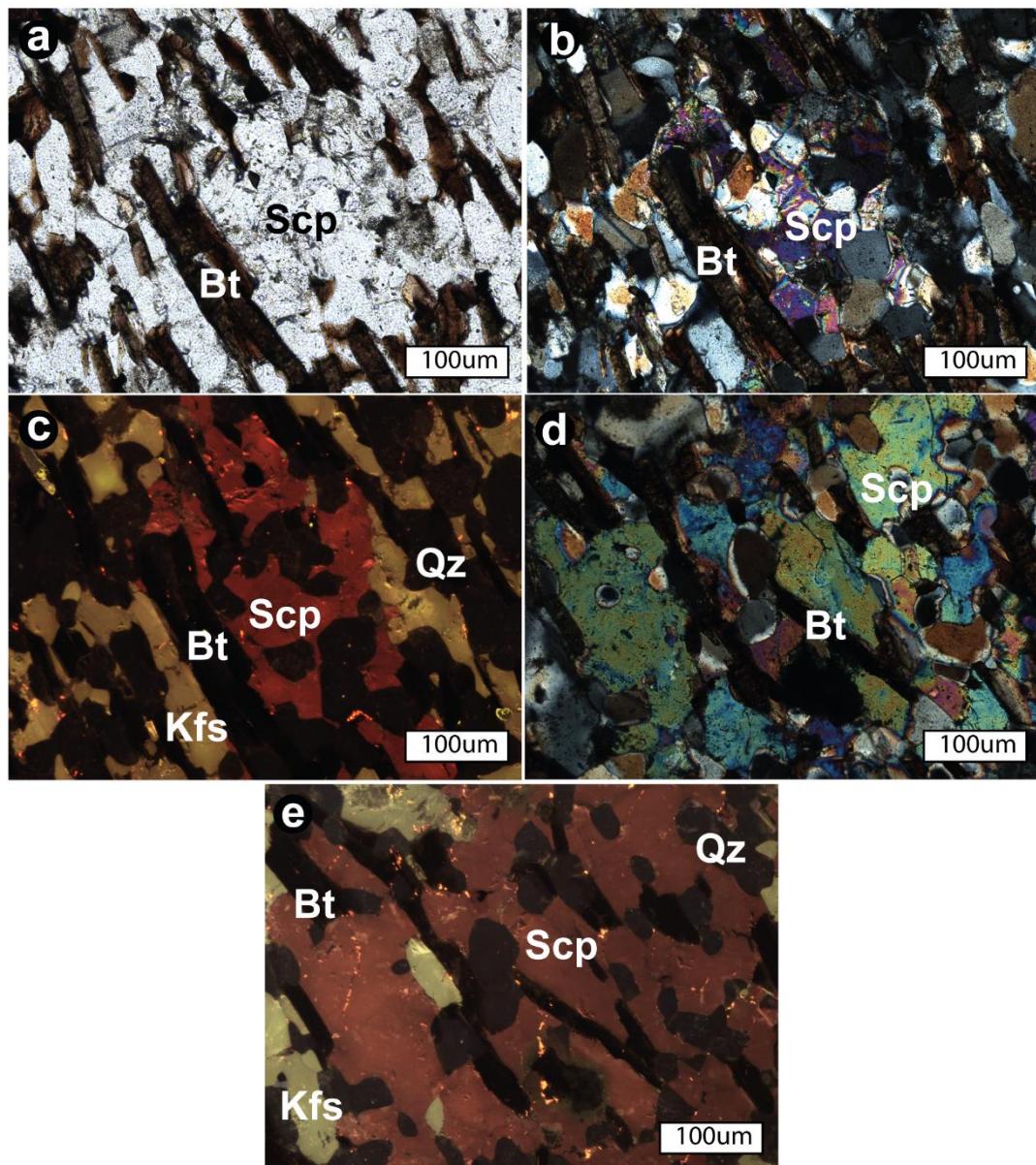


Figura 27: Fotomicrografias e imagens de CL de escapolita. a,b,d) Fotomicrografias exibindo escapolita ao centro com polarizadores descruzados (a) e cruzados (b,d), associada a quartzo, feldspato potássio e biotita. c,e) Imagens de catodoluminescência ótica exibindo escapolita com CL vermelha e aspecto textural uniforme e CL verde clara no feldspato potássico.

6. DISCUSSÃO

O alvo AQW7 faz parte de um grupo de outros alvos satélite em torno do maior depósito cuprífero, o AQW2, o que pode viabilizar economicamente os demais alvos para a VALE S.A. O depósito AQW2 representa um depósito IOCG com mineralização associada a múltiplos pulsos de fluídos (Moreira, 2023) e tipicamente exibe uma marcada zona de alteração hidrotermal cárbonata-férrea (Ca-Fe) pervasiva com hastingsita-magnetita-apatita. Este depósito exibe *fronts* de alteração hidrotermal e brechas deformadas, com foliação anastomosada, com grande quantidade de magnetita associada à mineralização cuprífera,

principalmente composta por calcopirita com pirita e bornita subordinadas. Na literatura, em relação à Província Carajás, há a concepção, segundo Xavier et. al (2012), que os depósitos IOCG compartilham uma alteração hidrotermal intensa, com alteração proximal K-Fe (microclínio ou biotita com magnetita), predominância de alteração sódica (albita-escapolita) e sódico-cálcica em regiões distais/profundas e estágios tardios de alteração com predomínio de clorita e carbonato. Estes depósitos estão inseridos, frequentemente, em zonas de intersecção de falhas de segunda ordem com falhas de primeira ordem de direção WNW-ESE, formando um corredor estrutural que acompanha as bordas da grande estrutura sigmoidal de Carajás.

Por sua vez, o alvo AQW7, objeto deste estudo, está inserido regionalmente em uma zona de cisalhamento de orientação principal NW-SE no contato entre as rochas metassedimentares da Formação Salobo-Pojuca, neoarqueanas, e as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Xingú, mesoarqueano. Em escala de semi-detalhe durante trabalho de campo, foi observada rocha de composição gabróica a diorítica, intrusiva em xistos máficos e félsicos intemperizados e unidades derivadas de protólitos pelíticos, interpretados como parte da sequência (meta)-vulcanossedimentar. Nos testemunhos de três sondagens amostrados neste estudo a rocha gabroica foi predominantemente observada, mas rocha finamente foliada, com textura granoblástica, constituída por quartzo, feldspato potássico, biotita e minerais hidrotermais foi interpretada como derivada do protólito sedimentar.

Em relação à paragênese de alteração hidrotermal, destaca-se no alvo AQW7 a presença de diopsídio, hornblenda e actinolita associados à quartzo, que conferem cor verde clara às rochas hidrotermalizadas. Esta associação, formada na alteração inicial cálcica, foi controlada pelo desenvolvimento de estruturas dúcteis e foi reconhecida tanto no gábro como nas rochas derivadas de protólito sedimentar. O diopsídio apresenta-se comumente substituído por hornblenda em suas bordas. Contudo, “diopsiditos” (rochas constituídas predominantemente por diopsídio) foram observados. A actinolita representa fase mais tardia, possivelmente formada em decorrência do decréscimo de temperatura dos fluidos hidrotermais. Grandes cristais de titanita e apatita com catodoluminescência verde-amarelada também fazem parte da associação cálcica.

Característica que chama atenção na alteração cálcica é o fato do principal mineral ser o diopsídio, que ocorre associado a quantidades expressivas de quartzo, corroborando para uma origem hidrotermal do clinopiroxênio. Em adição, o diopsídio exibe inclusões fluidas trifásicas [vapor + líquido + mineral filho (halita?)] com metano como fase vapor, como evidenciado por pico em aproximadamente 2890 cm^{-1} no espectro Raman. Tais inclusões indicam que o diopsídio foi formado por fluidos de alta salinidade por apresentar sais de saturação (halita?) e caráter fortemente redutor por apresentar metano em sua composição.

A alteração cárnea foi seguida por um primeiro estágio de sulfatação disseminada e em strings com calcopirita e volumes variáveis e menores de pirita, pirrotita e rara pentlandita.

Em seguida, com a evolução paragenética, observou-se alteração sódica (Na) representada por intensa albitização, acompanhado por volumes inferiores de escapolita sódica. É relevante ressaltar que a presença de grafita no gáboo hidrotermalizado associada com albita, confirmada pelas análises de Raman, também indica condições fortemente redutoras neste estágio de alteração hidrotermal. O pico em 1550 cm^{-1} no espectro Raman de primeira ordem da grafita ($1100\text{--}1800\text{ cm}^{-1}$) deve representar a banda G, conhecida como banda “ordenada” e corresponde ao modo vibracional das camadas aromáticas (Lajoinie et al., 2019). Não foram observadas bandas em 1350 cm^{-1} (banda D1) e 1620 cm^{-1} (banda D2), que correspondem a defeitos na estrutura e ocorrem em grafita mal ordenada. Isso pode indicar que a grafita observada no alvo AQW7 é bem ordenada, o que é um indício de elevada temperatura ($> 550\text{ }^{\circ}\text{C}$). Porém, isso deve ser interpretado com cautela uma vez que o efeito Raman depende da orientação e do tamanho do cristal (Conly e Lindsay, 2015). Ou seja, seriam necessárias outras medidas com maior controle cristalográfica para confirmar o alto grau de ordenamento.

Contudo, como a banda D não foi observada no espectro de primeira ordem da grafita, não foi possível realizar cálculos geotermométricos (e.g., Beyssac et al., 2002) baseados na espectroscopia Raman.

Após a alteração sódica (Na), observou-se a alteração potássica (K) com microclínio, biotita e muscovita que frequentemente ocorre em rocha que exibe textura granoblástica a granonematoblástica com microclínio e quartzo com contatos poligonizados e ripas finas de biotita vermelho escuro marcando a foliação. Seguindo na ordem, observa-se uma forte cloritização (Fe-Mg) (chamosita-epidoto, com apatita e leucoxênio associados) controlada por foliação milonítica que, por vezes, é acompanhada de um segundo estágio de mineralização com sulfatação em volumes variáveis. Nesta associação, geralmente a calcopirita é orientada segundo a foliação milonítica e preenche fraturas em grãos de apatita cisalhados.

Por fim, em relação aos minerais tardios destacam-se a calcita que preenche veios e brechas acompanhada por hematita muito fina e goethita tardia, bem como finas vénulas também acompanhada com quartzo.

Dessa maneira, é possível interpretar características distintas de fugacidade de oxigênio nos fluidos hidrotermais, que apresentava caráter redutor nos estágios de alteração cárnea e sódica e maior fugacidade de oxigênio nos estágios mais tardios, como evidenciado pela presença de hematita. Por fim, a prehnita ocorre em pequenas vénulas dispersas cortando todo o conjunto de rochas hidrotermalizadas.

Dessa maneira, observa-se que o alvo AQW7 possui algumas semelhanças com os depósitos IOCG da Província Carajás, tal como a alteração alcalina (sódica e potássica) e o

controle estrutural das zonas de alteração, mas não exibe *fronts* de alteração com abundante magnetita. Por sua vez, no alvo AQW7 foram reconhecidos dois estágios de mineralização cuprífera, sendo que o inicial acompanha a alteração cárnea e sua transição para alteração sódica, enquanto o segundo foi sincrônico à cisalhamento e associa-se à cloritização. Estas características, portanto, indicam que o alvo AQW7, embora possa ser considerado parte do mesmo sistema mineral, não corresponde a um depósito IOCG.

Uma de suas características mais distinta é a presença e grandes quantidades de diopsídio, incluindo em “diopsiditos”. O diopsídio forma-se durante o metamorfismo regional em fácies anfibolito a partir de protólitos máficos e é característico de rochas de metamorfismo de contato, tais como hornfels e mármore. De acordo com Meinert et al. (2005), os sistemas skarns tipicamente são associados à colocação de corpos intrusivos em sequências sedimentares reativas, como calcários e mármore. Apresentam formação inicial de associação mineral progressiva marcada por minerais cristalizados a mais altas temperaturas (andradita-grossularia e piroxênio da série hedenbergita-diopsídio), como resultado do calor advectivo proveniente da atividade magmática-hidrotermal. Nos estágios mais tardios, as fases de alta temperatura são substituídas por fases de baixa temperatura caracterizando o estágio retrogressivo, no qual um fluido com maior componente meteórico dilui o fluido de mais alta salinidade e temperatura.

No alvo de estudo, não foram observadas associações com granada da série andradita-grossularia, tampouco as texturas de coalescência típicas desses sistemas, mas foi observado o *end member* diopsídio. Dessa forma, foi observado um sequenciamento que registra semelhanças com o estágio progressivo ao retrogressivo, muito semelhante ao que foi descrito por Atkinson e Einaudi (1978) para o sequenciamento de evolução paragenética de um *skarn* de Cu. Considerando um sistema *skarn*, a intrusão seria o gábrico/diorito e a rocha reativa os metassedimentos da Formação Salobo-Pojuca (figura 28). A presença da associação mineral da alteração cárnea tanto no gábrico (endoskarn) como na rocha derivada de protólito sedimentar (exoskarn) pode corroborar para essa hipótese.

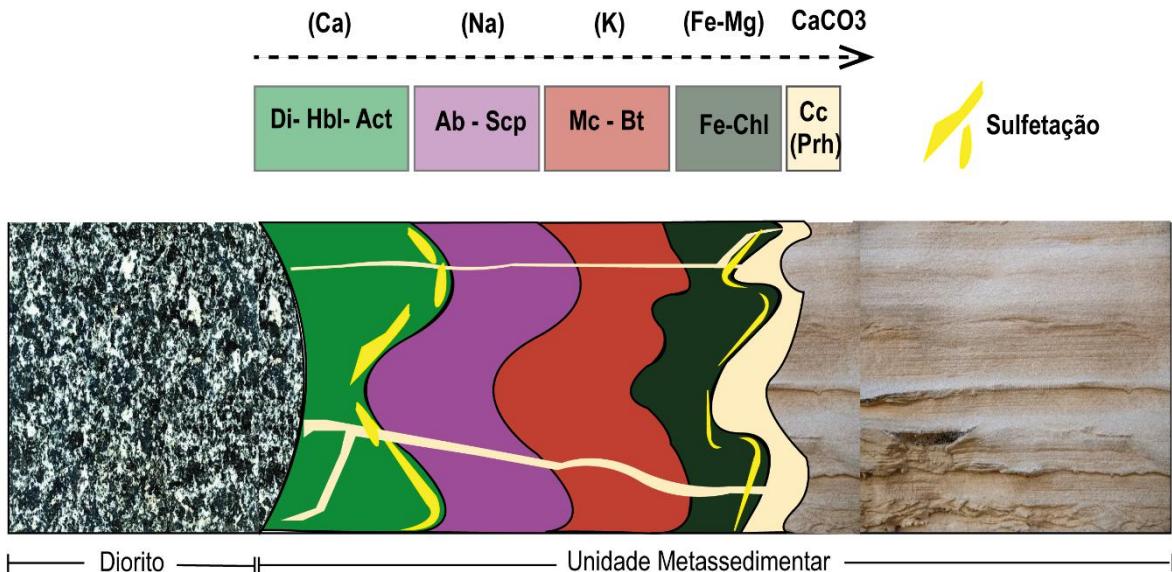


Figura 28: Desenho esquemático evidenciando principais fronts de alteração entre a intrusão e a unidade metassedimentar e seu sequenciamento (fora de escala).

Nos skarns de cobre típicos, contudo, a colocação de granitos cálcio-alcalinos (oxidados) resulta em associações com maior proporção de granada, que incorpora Fe^{3+} , mais proximal à intrusão, e piroxênio, que incorpora Fe^{2+} , nas porções mais distais, devido à interação dos fluidos oxidados com os sedimentos mais reduzidos (Meinert et al., 2005). No alvo AQW7, no entanto, condições altamente reduzidas prevaleceram no estágio progressivo, o que é condizente com a formação do diopsídio e ausência de grossulária-andradita.

Em adição, a presença da grafita em grandes quantidades no gabbro pode ser um indício da origem do carbono. A grafita pode ser gerada pela transformação da matéria orgânica aprisionada em rochas sedimentares (origem singenética-biogênica) ou pela precipitação a partir de uma fluido rico em carbono (origem epigenética), comumente de origem magmático-hidrotermal (Lajoinie et al., 2019). As evidências de associação cárnea formada em condições reduzidas no gabbro e em zonas proximais a esse pode sugerir que os fluidos magmáticos responsáveis pelo metassomatismo eram reduzidos. Neste caso, a grafita poderia ter sido precipitada a partir do fluido de origem magmática rico em metano, de modo análogo ao reportado para o depósito hidrotermal de grafita de Albany, no Canadá (Conly e Lindsay, 2015).

Neste raciocínio, observa-se que o depósito de interesse possui características que não o enquadram como um depósito IOCG, nem menos um skarn de Cu típico. Observam-se semelhanças com o alvo Açaí, primeiras Skarn descrito em Carajás. Estudos futuros que visem caracterizar a natureza dos fluidos hidrotermais (e.g., inclusões fluidas, isótopos estáveis e radiogênicos) e as relações de idade da intrusão gabbro-diorítica e as zonas de alteração hidrotermal poderão corroborar ou refutar as hipóteses aqui levantadas.

7. CONCLUSÃO

De maneira descritiva, foi observado o sequenciamento dos estágios de alterações hidrotermais, sendo possível a criação de um esquema de vetorização desse sistema, que fornece informação importante para a exploração mineral. Desse modo, o sequenciamento das alterações das mais quentes iniciais às fases mais tardias é: (Ca) – (Na) – (K) – (Fe-Mg) – (CaCO₃). As paragêneses essenciais reconhecidas no alvo AQW7 compreendem diopsídio seguido por hornblenda e quartzo e por actinolita - epídoto - apatita e titanita na alteração cárnea (Ca), albita- (escapolita) na alteração sódica (Na), microclínio – biotita - ortoclásio- (muscovita) na alteração potássica (K), Fe-clorita na alteração ferro-magnesiana (Fe-Mg) e por calcita e prehnita na carbonatação em uma fase tardia que exibe vênulas frequentemente. O primeiro estágio de mineralização com calcopirita, pirrotita, pirita e pentlandita acompanha principalmente a alteração cárnea (Ca) e a transição cárnea-sódica (Ca – Na), enquanto o estágio tardio é caracterizado por calcopirita que ocorre em *strings* controlados pela milonitização junto à alteração cloritização (alteração Fe-Mg).

Considerando um cenário semelhante ao de um *skarn* de Cu, no alvo AQW7, observa-se o diorito como a intrusão causativa e as rochas metassedimentares da Formação Salobo-Pojuca como rochas reativas. Assim, a vetorização mostrada na figura 28 representa a evolução espacial dos estágios de alteração no endo e exoskarn.

Assim, é possível afirmar que o alvo AQW7 é semelhante a um *skarn* exótico, sem as mesmas características de um *skarn* típico e insere-se em zona de cisalhamento que controlou o desenvolvimento de alguns estágios de alteração hidrotermal. Esta interpretação pode ser confirmada futuramente por datação em hospedeira e nas fases mineralizadas que estão repletas de apatita e titanita, passíveis de datação U-Pb *in situ*, afim de confirmar a correlação temporal e espacial da colocação da intrusão e desenvolvimento das zonas de alteração hidrotermal.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B.B.; Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction: Earth Science Review, v. 17, n. 1-2, p. 1-29.
- Atkinson, W.W., Einaudi, M.T., 1978, Skarn formation and mineralization in the contact aureole at Carr Fork, Bingham, Utah: Economic Geology, v. 73, p. 1326–1365.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic: Precambrian Research, v. 53, p. 23-40.
- Conly, A.G., Moore, L.C., 2015, Geology, ore characteristics, and origin of the Albany

- graphite deposit. In: Simandl, G.J. and Neetz, M., (Eds.), Symposium on Strategic and Critical Materials Proceedings, November 13-14, 2015, Victoria, British Columbia. British Columbia Ministry of Energy and Mines, British Columbia Geological Survey Paper, v. 2015-3, p. 173-185.
- Corriveau, L., Montreuil, J.-F., and Potter, E.G., 2016, Alteration facies linkages among IOCG, IOA and affiliated deposits in the Great Bear magmatic zone, Canada, *in* Slack, J., Corriveau, L. and Hitzman, M., eds., Proterozoic iron oxide-apatite (REE) and iron oxide-copper-gold and affiliated deposits of Southeast Missouri, USA, and the Great Bear magmatic zone, Northwest Territories, Canada: Economic Geology, v. 111, p. 2045-2072.
- Costa, U.A.P., Paula, R.R., Silva, D.P.B., Barbosa, J.P.O., Silva, C.M.G., Tavares, F.M., Oliveira, J.K.M., Justo, A.P., 2016 Mapa geológico-geofísico ARIM Carajás. Belém: CPRM. Escala 1:250.000
- DOCEGEO. 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás – Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. In: Cong. Bras. Geol., 35, SBG, p. 11-54.
- Fernandes, K. G., 2020 O depósito Alvo Açaí: um exemplo de skarn de cobre no Domínio Carajás. [Dissertação de mestrado]– Universidade Estadual de Campinas, Campinas, SP. 118p.
- Fernandes, K.G.; Xavier, R.P.; Moreto, C.P.N.; Melo, G.H.C.; Boyce, A.J. 2023. The Hydrothermal Evolution of the Alvo Açaí Cu (Au, Mo) Skarn Deposit, Carajás Province, Brazil. *Economic Geology* 2023 118 (2): 459–483.
doi: <https://doi.org/10.5382/econgeo.4977>
- Fraga, L.M.B., Silva, C.M.G., Silva, D.P.B, Corrêa, L.W.C., Silva, L.C., Costa, U.A.P., Barbosa, J.P.O., Paula, R.R., 2020. Mapa geológico e de recursos minerais do setor Aquiri: ARIM Carajás. Belém: CPRM. Escala 1:50.000.
- Groves D.I., Bierlein F.P., Meinert L.D., Hitzman M.W., 2010, Iron Oxide Copper-Gold (IOCG) deposits through Earth history: implications for origin, lithospheric setting, and distinction from other epigenetic iron oxide deposits. *Econ Geol.* 105:641–654
- Hirata, W.K., Rigon, J.C., Kadekaru, K., Cordeiro, A.A.C., Meireles, E.A., 1983. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, SBG/NO, p. 100-110.
- Hitzman, M.W. 2000, Iron oxide-Cu-Au deposits: What, where, when and why?, in Porter, T.M., ed.,*Hydrothermal iron-oxide copper-gold and related deposits: A global perspective*: Adelaide, PGC Publishing, v. 1, p. 9–25.
- Hitzman, M.W., Oreskes, N., Einaudi, M.T. 1992, Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits: *Precamb. Res.* 58:241–287.

Kloprogge J. T., 2005, Short Introduction to infrared and Raman spectroscopy in the application of vibrational spectrometry to clay minerals and layered double hydroxides: The Clay Minerals Society. Vol. 13 (ed. J. T. Kloprogge), p.1-8.

Lafon, J.M.; Macambira, M.J.B.; Pidgeon, R.T. 2000. Zircon U-Pb SHRIMP dating of Neoarchean magmatism in the southwestern part of the Carajás Province (eastern Amazonian Craton, Brazil). in: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, Rio de Janeiro. CD-ROM.

Lafuente B, Downs R T, Yang H, Stone N (2015) The power of databases: the RRUFF project. In: Highlights in Mineralogical Crystallography, T Armbruster and R M Danisi, eds. Berlin, Germany, W. De Gruyter, pp 1-30.

Lajoinie, M.F., Ballivián, C.A., Justiniano, M.A. Salvioli, Ruiz, R., Recio, C., Sial, A.N, Etcheverry, R.O., Curci, M.V., de la Cal, H.G., Lanfranchini, M.E. 2019, Significance of graphite inclusion occurrence in the minerals of the San Miguel skarn for the Palaeoproterozoic basement of Tandilia Belt (Argentina) and for the Río de la Plata Craton. Journal of South American Earth Sciences, v. 89, p. 118-139.

Lindenmayer, Z.G., and Teixeira, J.B.G.1999. Ore genesis at the Salobo copper deposit, Serra dos Carajás, in Silva, M.G., and Misi, A., ds., Base metal deposits of Brazil: MME/CPRM/DNPM, p. 33-43.

Macambira, E.M.B., Vale, A., ,1997, Geologia. In: Macambira, E.M.B.; Vale, A.G. São Félix do Xingu, Folha B.22-Y-B. Estado do Pará. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), Brasília: DNPM/CPRM, parte II, p. 29-93.

Macambira, E.M.B.; Ferreira Filho, C.F. 2002. Fracionamento magmático dos corpos máfico-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté – sudeste do Pará. In: Klein, E.L.; Vasquez, M.L.; Rosa-Costa, L.T. (Ed.). Contribuições à geologia da Amazônia. Belém: SBG-Núcleo Norte, v. 3, p. 105-114

Macambira, E.M.B.; Tassinari, C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no complexo máfico-ultramáfico da Serra da Onça – sul do Pará: implicações geocronológicas e geotectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., Belo Horizonte. Anais... Belo Horizonte: SBG-Núcleo Minas Gerais, p. 463.

Machado N., Lindenmayer Z. G., Krogh T. E., Lindenmayer, D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. Precambrian Research, 49: 329-354.Hirata W.K., Rigon J.C., Kadekaro K., Cordeiro A.A.C., Meireles E.M. 1982. Geologia regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. Anais... v. 1, p. 100-110.

Machado, N.; Lindenmayer, Z.G.; Krogh, T.E., 1991, U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil: Precambriam Research, v. 49, p. 329-354.

- Marshall, D. J., 1988, Cathodoluminescence of Geological Materials. Boston, Unwin Hyman, 146 p.
- Meinert, L.D., Dipple, G.M., and Nicolescu, S., 2005, World Skarn Deposits: Economic Geology, v. 100, p. 299–336.
- Melo, G.H.C., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Moreto, C.P.N., Santiago, E.S., Dufrane, A.A., Aires, B., Santos, A.F.F., 2018. Temporal evolution of the giant Salobo IOCG deposit, Carajás Province (Brazil): constraints from paragenesis of hydrothermal alteration and U–Pb geochronology: Mineralium Deposita, v. 52, pp. 709–732.
- Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Carvalho E.R., Hitzman M.W., Johnson C.A., Souza Filho C.R., Torresi I. 2008a. Spatial and temporal zoning of hydrothermal alteration and mineralization in the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Paragenesis and stable isotope constraints. Mineralium Deposita, 43:129- 159. Disponível: <http://dx.doi.org/10.1007/s00126-006- 0121-3>.
- Monteiro, L.V.S.; Xavier, R.P.; Hitzman, M.W.; Juliani, C.; Souza Filho, C.R., Carvalho, E.R., 2008b. Mineral chemistry of ore and hydrothermal alteration at the Sossego iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province, Brazil: Ore Geology Reviews, v. 34, pp. 317-336. <http://dx.doi.org/10.1016/j.oregeorev.2008.01.003>
- Moreira, G.C. 2023. Múltiplos pulsos de fluidos e sobreposição de sistemas mineralizantes na gênese do depósito IOCG AQW2, na região do Aquiri, Província Mineral de Carajás [Qualificação de Mestrado]: São Paulo, Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências. 81p.
- Moreto C.P.N., Monteiro L.V.S., Xavier R.P., Creaser R.A., Dufrane S. A., Tassinari C.C.G., Sato K., Kemp A.I.S., Amaral W.S., 2015a. Neoarchean and Paleoproterozoic Iron Oxide-Copper-Gold Events at the Sossego Deposit, Carajás Province, Brazil: Re-Os and U-Pb Geochronological Evidence: Economic Geology, v. 110, pp. 809-835 (DOI 0361-0128/15/4307/809-27).
- Moreto, C.P.N., Monteiro, L.V.S., Xavier, R.P., Creaser, R.A., Dufrane, S. A., Melo, G.H.C., Delinardo da Silva, M.A., Tassinari, C.C.G., Sato, K., 2015b. Timing of multiple hydrothermal events in the iron oxide–copper–gold deposits of the Southern Copper Belt, Carajás Province, Brazil. Mineralium Deposita, v. 50, pp. 517-546 (DOI 10.1007/s00126-014-0549-9).
- Pagel, M., Barbin, V., Blanc, P. and Ohnenstatter, D., 2000, Cathodoluminescence in Geosciences. Berlin, Springer-Verlag, 514 p.
- Pidgeon R.T., Macambira M.J.B., Lafon J.M. 2000. Th-U-Pb isotopic systems and internal structures of complex zircons from an enderbite from the Pium Complex, Carajás Province, Brasil: evidence for the ages of granulite facies metamorphism and the protolith of the enderbite. Chemical Geology, 166: 159-171.

- Porter, T.M., 2010, Current understanding of iron oxide associated-alkali altered mineralised systems. Part 1 - An overview, *in* Porter, T.M., ed., Hydrothermal iron oxide copper-gold and related deposits: a global perspective, v. 3: PGC Publishing, Adelaide, p. 5-32.
- Ridley, J., 2013, Ore Deposit Geology Mapping: Colorado, Cambridge University Press, 409 p.
- Santos, J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guiana e Brasil-Central. Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. IV, 169-226.
- Skirrow, R.G., 2022. Iron oxide copper-gold (IOCG) deposits – a review (part 1): settings, mineralogy, ore geochemistry, and classification: *Ore Geology Reviews*, v. 140, 104569, doi.org/10.1016/j.oregeorev.2021.104569.
- Soares, A.D.V. et al., 1988, Geologia regional das cabeceiras do Igarapé Aquiri, extremo oeste da Província Mineral de Carajás (PA). In: Congresso Brasileiro De Geologia, 35., Belém: SBG, 1988. v. 6, p. 2704-2712.
- Tassinari, C. C. G., Macambira, M. J. B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. 04. In: V. Mantesso Neto, A., Bartorelli, C. D. R., Carneiro, B. B., de Brito Neves. (Org.) Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida (v. 1, 471-485). São Paulo: Beca.
- Toledo, P., Moreto, C.P.N., Xavier, R.P., Gao, J-F., Matos, J.H., Melo, G.H.C., 2019., Multistage Evolution of the Neoarchean (ca. 2.7 Ga) Igarapé Cinzento (GT-46) Iron Oxide Copper–Gold Deposit, Cinzento Shear Zone, Carajás Province, Brazil: Econ. Geol. v. 114, pp. 1–34. 10.5382/econgeo.2019.4617.
- Torresi I, Bortholoto D.F.A., Xavier R.P., Monteiro L.V.S. 2011 Hydrothermal alteration, fluid inclusions and stable isotope systematics of the Alvo 118 iron oxide–copper–gold deposit, Carajás Mineral Province (Brazil): implications for ore genesis. Miner Deposita, 47: 299-323.
- Vasquez, M. L., Rosa-Costa, L. T. (Org.). 2008. Geologia e recursos minerais do Estado do Pará: Sistema de informações Geográficas – SIG: Texto explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Pará: Escala 1:1.000.000. Programa Geologia do Brasil. Belém: CPRM/CIAMA-PA.
- Williams, P.J., 2010, Classifying IOCG deposits, *in* Corriveau, L. and Mumin, A.H., eds., Exploring for iron oxide copper-gold deposits: Canada and global analogues: Geological Association of Canada, Short Course Notes, No. 20, p. 13-21.
- Williams, P.J., Barton, M.D., Johnson, D.A., Fontbote, L., de Haller, A., Mark, G., Oliver, N.H.S., and Marschik, R., 2005, Iron-oxide copper-gold deposits: geology, space-time distribution, and possible modes of origin: Economic Geology 100th Anniversary Volume, p. 371-405.

Wirth K.R., Gibbs A.K., Olszewski Jr. W.J. 1986. U-Pbzircon ages of the Grão Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brasil. Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, 16(2): 195-200.

Xavier, R. P., Monteiro, L. V. S., Moreto, C. P. N., Pestilho, A. L. S., Melo, G. H. C., Delinardo, M. A. S., Aires, B., Ribeiro, C., Silva, F. H. F. 2012., The Iron Oxide Copper-Gold Systems of the Carajás Mineral Province, Brazil. Society of Economic Geologists, Special Publication no. 16, 433–454.