



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 548

**CARACTERIZAÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO
ALVO COELHO CENTRAL, DEPÓSITO AURÍFERO PEDRA
BRANCA, SEQUÊNCIA DE SERRA DAS PIPOCAS, MACIÇO
DE TROIA, COM BASE EM ESTUDOS ISOTÓPICOS (O, H, S e
C) E INCLUSÕES FLUIDAS**

Dissertação apresentada por:

RAFAEL GUIMARÃES CORRÊA LIMA

Orientador: Prof. Dr. Evandro Luiz Klein (UFPA - CPRM)

**BELÉM - PA
2019**

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo(a) autor(a)**

C824c Corrêa Lima, Rafael Guimarães

Caracterização da alteração hidrotermal no alvo Coelho Central, depósito aurífero Pedra Branca, sequência Serra das Pipocas, maciço de Troia, com base em estudos isotópicos (O, H, S e C) e inclusões fluidas / Rafael Guimarães Corrêa Lima. - 2019.

xxvii, 104 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Ouro. 2. Greenstone Belt. 3. Fácies anfibolito. 4. CO₂. 5. Fluidos magmáticos. I. Título.

CDD 669.22



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**CARACTERIZAÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL NO
ALVO COELHO CENTRAL, DEPÓSITO AURÍFERO PEDRA
BRANCA, SEQUÊNCIA DE SERRA DAS PIPOCAS, MACIÇO
DE TROIA, COM BASE EM ESTUDOS ISOTÓPICOS (O, H, S
e C) E INCLUSÕES FLUIDAS**

Dissertação apresentada por

RAFAEL GUIMARÃES CORRÊA LIMA

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA**

Data da Aprovação: 08 / 05 /2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
(Orientador - CPRM)

Prof. Dr. Raimundo Netuno Nobre Villas
(Membro-UFPA)

Prof. Drª. Lena Virginia Soares Monteiro
(Membro-USP)

A todos que não tiveram essa oportunidade.

AGRADECIMENTOS

Agradeço à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo fornecimento de infraestrutura necessária para a realização deste trabalho e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela concessão de bolsa de estudo;

Agradecemos à Jaguar Mining Inc. pela disponibilização dos testemunhos de sondagem;

Agradeço ao orientador desta pesquisa, Dr. Evandro Luiz Klein, pela oportunidade e confiança dispensadas. Pela orientação, ainda que à distância, com críticas e sugestões à pesquisa e ao mestrando, e sobretudo pela “paciente” e desesperançosa espera da entrega desta dissertação.

Ao colega Dr. Felipe Grandjean da Costa, pelas discussões geológicas, sugestões e pelos momentos de descontração na beira do rio na UFPA. Valeu surfista...

Agradeço ao laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA, nas pessoas de Prof Claudio N. Lamarão, Gisele Marques, Ana Paula e Vivian de Araújo, pelo incondicional apoio com as análises no MEV e por sempre conseguirem aqueles “dias salvadores” para os alunos da Geologia Econômica. Devo muito a essa equipe.

Agradeço ao laboratório de Inclusões fluidas do Instituto de Geociências da UFPA.

Um “Muito Obrigado” especial ao técnico de laboratório Manoel pela disposição e precioso apoio com o nitrogênio para as análises de IF.

Agradeço à CPRM – Belém, nos nomes de Denise Lobato e Rosalva Santana, pelo apoio durante as etapas de separação mineralógica para as análises de isótopos estáveis. Obrigado pelos momentos de descontração também.

Agradeço também a Joelma Lobo e sua equipe de laminação que sempre se mostraram atenciosos e prestativos para comigo e minhas solicitações de lâminas “desafiadoras”.

Agradeço aos Prof Dr. Raimundo Netuno e Dr^a. Lena Monteiro por aceitarem fazer a avaliação desta dissertação.

Aos companheiros de trabalho da Mineração Aurizona, Clebson Oliveira, Luiz Daniel Alencar, Luiz Claudio Lima, Nicolás Annunciato, Heraldo Silva e Ana Glória Noronha pelos momentos de descontração.

À Carolina Blois, pelo companheirismo e incentivo dedicados durante a fase final desta pesquisa.

Aos amigos de graduação Rômulo Amaral, Reinaldo Fontoura, Adson Pinheiro, Afilton Brito, Edson Louzada, Daivesson Abreu;

À turma da fuzarca Helder Thadeu, Ramon Carvalho (Pipes), Bruna Nogueira, Patrícia Rodrigues (Paty Arroto), Paulo (Cara de Peixe), Christian (Bino), Victor Matheus (Lombra) e Leandro Melo (Quaxi) pelos inesquecíveis momentos e pela união. “A afinidade que nos une, mas as diferenças mantêm a união”.

Às amigas Shirley Medeiros e Thaíse Costa, por toda jornada.

À Ana Carolina Farias, pelo companheirismo e cumplicidade de sempre, quase nunca merecidos, e por ser a grande incentivadora e entusiasta dessa jornada geológica.

Sobretudo, agradeço aos meus pais, Siléa Guimarães e José Carlos, pelo duro esforço de sempre, sem o qual nada disso seria possível.

“A gente habitua-se dizemo-lo ou dizem-no, com uma serenidade que parece autêntica, porque realmente não existe ou ainda não se descobriu outro modo de deitar cá para fora com a dignidade possível as nossas resignações, o que ninguém pergunta é à custa de quê se habitua a gente.”

José Saramago.

RESUMO

O depósito aurífero Pedra Branca está hospedado em rochas metavulcânicas riacianas do *Greenstone Belt* Serra das Pipocas, Maciço de Troia, um dos principais embasamentos arqueano/paleoproterozoico da Província Borborema. O depósito é formado por quatro alvos principais, Mirador, Queimadas, Igrejinha e Coelho Central e foi, recentemente, incluído na classe dos depósitos de ouro orogênico hipozonais com base no contexto geológico, tipos de alterações hidrotermais e dados isotópicos obtidos para os alvos Mirador e Queimadas. No alvo Coelho Central, as principais rochas hospedeiras do ouro são ilmenita- e granada anfíbolitos formados a partir de protólitos máficos. Ocorrências subordinadas de ouro foram reconhecidas também em lentes de metadacitos e metatonalitos hidrotermalizados encaixados nos anfíbolitos. Zonas hidrotermalizadas com mineralização aurífera associada mostram associações minerais formadas em condições equivalentes à fácies anfíbolito. Foram reconhecidas (i) Venulações cálcio-silicáticas (diopsídio, titanita, calcita, epidoto e sulfetos), (ii) Venulações com hornblenda, albita, biotita e granada, com pirrotita e ouro associado, (iii) Alteração potássica rica em biotita, com pirrotita, ouro e teluretos e (iv) Veios de quartzo com ouro livre. Registros hidrotermais pós-mineralização são evidenciados por (v) Bolsões com epidoto, titanita e calcita, (vi) Cloritização e (vii) Carbonatação fissural rica em pirita, os quais marcam um estágio de deformação dúctil-rúptil, provavelmente já em condições de fácies xisto verde. O ouro ocorre principalmente como micropartículas inclusas em pirrotita, calcopirita, pentlandita e Copentlandita indicando sua associação com fases de enxofre, e subordinadamente com micropartículas livres em veios de quartzo. A associação metálica das zonas sulfetadas inclui ainda abundantes teluretos de Ag, Bi, Ni e Pb. A geotermometria por isótopos de O e H em silicatos hidrotermais estima um intervalo de temperatura entre 484 e 586 °C para formação das alterações com ouro associado. A composição isotópica dos fluidos em equilíbrio com silicatos hidrotermais (quartzo, hornblenda, biotita, turmalina e titanita) mostra valores de $\delta^{18}\text{O}$ (+6,8 a +10,7‰), δD (-58,4 a -35,5‰), tal como os valores de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos (-3,1 e +2,7‰) e de $\delta^{13}\text{C}$ para calcita (-11,1 a -5,8‰), indicativos de fluidos oriundos de fonte magmático-hidrotermal profunda, com possível interação e mistura com fluidos da sequência *Greenstone* encaixante. Assembleias de inclusões fluidas reconhecidas em veios de quartzo revelam o predomínio de inclusões carbônicas, com densidade de até 1,15 g/cm³ e até 15 mol % de CH₄, coexistentes com inclusões de nitrogênio, e também com variedades aquocarbônicas e aquosas de baixa salinidade (<9,7 % equiv. NaCl). Os critérios petrográficos e microtermométricos sugerem processo de imiscibilidade de um fluido CO₂-H₂O-NaCl-N₂-CH₄ como o responsável

pela formação das inclusões observadas. Considerando este como o fluido mineralizador, desestabilização de complexos como $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$ e precipitação de ouro e metais associados ocorreram por imiscibilidade e interação fluido-rocha, além de variações nas condições redox e pH do fluido entre 2,2 e 5,5 kbar (6,3 a 16,0 km). Tardiamente, um fluido com $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ circulou na área do alvo e contribuiu para a cristalização de calcita, com pirita e esfalerita associadas, em fraturas e falhas. As características acima apresentadas permitem ratificar o alvo Coelho Central e depósito associado como hospedeiros de uma mineralização aurífera hipozonal formada em condições de fácies anfíbolito, a partir de fluidos magmáticos profundos ricos em CO_2 que interagiram com a sequência metamórfica do *Greenstone Belt* Serra das Pipocas e precipitaram ouro e metais associados.

Palavras-chave: Ouro. *Greenstone Belt*. Fácies anfíbolito. CO_2 . Fluidos magmáticos.

ABSTRACT

The gold mineralization of Pedra Branca deposit is associated with rhyacian metavolcanic rocks of Serra das Pipocas Greenstone Belt, at the Archean–Paleoproterozoic Troia Massif, in Borborema Province, NE of Brazil. The deposit comprises four mineralized targets, Mirador, Queimadas, Igrejinha and Coelho Central and has been classified as a hypozonal orogenic gold deposit based on the geological context, types of hydrothermal alterations and isotopic data obtained for Mirador and Queimadas targets. At Coelho Central target, the main gold host rocks are ilmenite- and garnet amphibolites (after mafic volcanic rocks). Some gold occurrences has been recognized in altered metadacites and metatonalites intrusive lenses. Hydrothermal and mineralized zones show mineral assemblages formed under amphibolite facies conditions. (i) calc-silicate veinlets (diopside, titanite, calcite, epidote and sulfides), (ii) hornblende, albite, biotite and garnet veinlets with pyrrhotite and gold, (iii) biotite-rich potassic alteration containing pyrrhotite, gold and tellurides and (iv) quartz veins are the main types of ore-related alterations. In addition, (v) epidote, titanite and calcite pockets, (vi) chloritization and (vii) pyrite-rich fissural carbonatization are the late and no ore-related alterations that marks a ductile-brittle deformation, probably under greenschist facies conditions. Gold occurs predominantly as inclusions in pyrrhotite, chalcopyrite, pentlandite and Co-pentlandite indicating their association with sulfur species and subordinately as free-milling microparticles in quartz veins. The metallic association of sulfidation zones also includes abundant Ag, Bi, Ni and Pb tellurides. Oxygen and hydrogen geothermometry for hydrothermal silicates yielded temperatures from 484 to 586 °C for the gold-related alterations. The fluid isotopic composition in equilibrium with hydrothermal silicates (quartz, hornblende, biotite, tourmaline and titanite) shows values of $\delta^{18}\text{O}$ (+6.8 to + 10.7 ‰) and δD (-58.4 to -35.5 ‰), as well as the values of $\delta^{34}\text{S}$ in sulfides (-3.1 and +2.7 ‰) and $\delta^{13}\text{C}$ for calcite (-11.1 to -5.8 ‰), indicative of deep-seated magmatic-hydrothermal fluid, with possible interaction and mixing with fluids of the greenstone sequence. Fluid inclusions assemblages in quartz veins show the predominance of CO_2 inclusions, with a density up to 1.15 g/cm³ and up to 15 mol% of CH_4 , coexisting with N_2 inclusions, and also with low salinity (< 9.7 wt% NaCl equiv.) $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ and $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ varieties. The petrographic and microthermometric criteria suggest the immiscibility of a $\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{N}_2-\text{CH}_4$ fluid as responsible for the generation of the observed inclusions. Destabilization of complexes such as $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$ and precipitation of gold and associated metals occurred by immiscibility, fluid-rock interaction, and changes in redox conditions and fluid pH, between 2.2 and 5,5 kbar (6.3 to 16.0 km). A $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ latter

fluid was the responsible for the calcite, with pyrite and sphalerite precipitation in fractures and faults. The characteristics presented above allow us to ratify the Coelho Central target and Pedra Branca deposit as a hypozonal gold mineralization formed under amphibolite facies conditions, from CO₂-rich deep-seated magmatic fluids that interacted with the metamorphic sequence of Serra das Pipocas Greenstone Belt and precipitated gold and associated metals.

Keywords: Gold. Greenstone Belt. Amphibolite facies. CO₂. Magmatic fluids.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 – Mapa de localização do depósito Pedra Branca. 4
- Figura 2 – Mapa esquemático da porção norte da Província Borborema, mostrando seus três domínios geotectônicos (DMC - Domínio Médio Coreauá; DCC - Domínio Ceará Central; DRGN - Domínio Rio Grande do Norte) e terrenos arqueanos (1) Maciço de Troia; (2) Terreno Granjeiro; (3) Maciço São José do Campestre). (ABREVIATURAS: LTB: Lineamento Transbrasiliano; LSP: Lineamento Senador Pompeu; LPa: Lineamento Patos; ZCT: Zona de Cisalhamento Tauá; ZCO: Zona de Cisalhamento Orós; ZCA: Zona de Cisalhamento Aiuaba; ZCJ: Zona de Cisalhamento Jaguaribe; ZCPA: Zona de Cisalhamento Porto Alegre). (Fonte: Fetter *et al.* 2000)..... 10
- Figura 3 – Mapa geológico simplificado do Maciço arqueano-paleoproterozoico de Troia. Notar a localização do depósito Pedra Branca. (Modificado de Costa *et al.* 2016). 12
- Figura 4 – Mapa de geoquímica de solo com resultados de anomalias de Au e a localização dos alvos do depósito aurífero Pedra Branca. (Modificado de Jaguar Mining, 2012)..... 19
- Figura 5 – Perfis esquemáticos dos furos de sondagem 01 e 02 do alvo Coelho Central, mostrando a distribuição dos principais litotipos hospedeiros, das alterações hidrotermais e da mineralização neles reconhecidos. 22
- Figura 6 – Perfis esquemáticos dos furos de sondagem 20, 13 e 4, mostrando o modo de ocorrência dos litotipos hospedeiros, das alterações hidrotermais e mineralização. 23
- Figura 7 – Aspectos texturais e mineralógicos do litotipo ilmenita anfíbolito. A) Testemunho de sondagem mostrando rocha de cor verde escuro, granulação fina e isotrópica. B) Paragênese metamórfica formada por hornblenda + plagioclásio + ilmenita. C) Textura granoblástica em intervalo no qual a paragênese metamórfica é rica em plagioclásio. D) Intervalo com predomínio de titanita sobre ilmenita na assembleia metamórfica. E) Ilmenita em substituição à titanita a partir do núcleo de seus cristais, feição textural marcante nesse litotipo. (Figuras 7B, 7D e 7E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figura 7C - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: hbl – hornblenda; ilm – ilmenita; pla – plagioclásio; ttn – titanita.). 25

Figura 8 – Aspectos texturais e mineralógicos do litotipo granada anfíbolito. A) Testemunho de sondagem mostrando porfiroblastos de granada milimétricos dispersos em matriz fina de cor verde. B) e C) Porfiroblastos de granada em matriz dominada por hornblenda, com ilmenita associada. D) Cristais de hornblenda poligonizados em contatos tríplices (círculo). E) Agregado de cristais de ilmenita associados à hornblenda. F) e G) Plagioclásio intercrescido no contato entre granada e hornblenda. Detalhe para os contatos irregulares, indicando processos de substituição. (Figuras 8B, 8D, 8E e 8F - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 8C e 8G - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: grt – granada; hbl – hornblenda; ilm – ilmenita; pla – plagioclásio).....26

Figura 9 – Aspectos texturais e mineralógicos do metadacito do alvo Coelho Central. A) Metadacito encaixado em anfíbolito em contato abrupto (linhas tracejadas em amarelo) e com alteração incipiente (bolsão com hornblenda e plagioclásio - porção central e inferior). B) Metadacito foliado alterado contendo biotita, plagioclásio (albita?) e sulfetos – ver detalhe. C) Finas lamelas de biotita orientadas, descrevendo foliação incipiente para a rocha. D) Imagem C em nicóis cruzados. E) Cristais de plagioclásio com maclas encurvadas (porção superior) e rompidas (porção inferior) e contatos irregulares (recristalização) (círculo). F) Aglomerados de finos cristais de turmalina associados à biotita. (Figuras 9A e 9B – testemunhos de sondagem. Figuras 9C e 9F - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 9D e 9E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados ABREVIATURAS: bt – biotita; ccp – calcopirita; pla – plagioclásio; po – pirrotita; qz – quartzo; tur – turmalina).....27

Figura 10 – Aspectos texturais e mineralógicos do metatonalito. A) Provável contato (linha tracejada em amarelo) entre o metatonalitos com foliação bem desenvolvida e o ilmenita anfibolito encaixante. B) Metatonalito com foliação bem desenvolvida. C) Cristais de plagioclásio, biotita e quartzo em arranjo granular alotriomórfico. D) Cristal de plagioclásio com maclas encurvadas, formando textura kink band incipiente, e bordas contornadas por finas lamelas de biotita. E) Porção rica em cristais lamelares de biotita orientados, marcando a foliação da rocha. F) Pirrotita e calcopirita associadas a lamelas de biotita. (Figuras 10A e 10B - testemunhos de sondagem. Figuras 10C, 10D e 10E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados. Figura 10F - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados ABREVIATURAS: bt – biotita; ccp – calcopirita; pla – plagioclásio; po – pirrotita).....29

Figura 11 – Venulações cálcio-silicáticas no alvo Coelho Central. A) e B) Zonas de alteração cálcio-silicática de cor cinza esverdeada alterando anfibolito. C) Zona de alteração cálcio-silicática com sulfetos disseminados (círculo tracejado) cortada por veio de quartzo leitoso. D) Detalhe em lupa para associação entre cristais de titanita, plagioclásio e diopsídio. E) Aspecto microtextural da alteração cálcio-silicática nos anfibolitos. F) Calcita e diopsídio em microvênula cortando anfibolito. G) Associação diopsídio, titanita, calcita e sulfetos (calcopirita e pirrotita) em anfibolito. H) Finos cristais de pirrotita inclusos em cristal de diopsídio. A área em preto é referente à fotomicrografia da imagem I. I) Imagem em luz refletida mostrando pirrotita inclusa em diopsídio. (ABREVIATURAS: Ca-Si – Alteração cálcio-silicática; cal – calcita; ccp – calcopirita; di – diopsídio; pla – plagioclásio; po – pirrotita; ttn - titanita).31

Figura 12 – Aspectos texturais e mineralógicos de venulações ricas em hornblenda, albita e biotita. A) Bolsão com hornblenda grossa e pirrotita, envelopado por albita em contato abrupto com metadacito. B) Bolsão com hornblenda e albita sem ocorrência de sulfetos. C) Venulações ricas em albita, biotita e pirrotita cortando metadacito. D) Finos cristais de pirrotita associados a cristal grosso de hornblenda e biotita. E) Cristal de hornblenda contornado por lamelas de biotita, em contato com cristais muito finos de albita. F) Lente rica em biotita contornando cristal de hornblenda. G) Domínio rico em plagioclásio, com biotita, pirrotita e granada associados. H) Agregados de cristais muito finos de granada + pirrotita no contato entre hornblenda e biotita. I) Fotomicrografia em luz refletida mostrando pirrotita inclusa e nas fraturas dos cristais e granada. (Figuras 12A a 12D - testemunhos de sondagem. Figuras 12F a 12H - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figura 12E - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: ab – albita; bt – biotita; grt – granada; hbl – hornblenda; po – pirrotita).....32

Figura 13 – Alteração potássica no alvo Coelho Central. A) Vênula milimétrica de biotita com pirrotita e calcita associados, cortando ilmenita anfíbolito discordantemente à sua foliação. B) Microvênula de biotita cortando anfíbolito. C) Biotitização pervasiva sobreposta à alteração cálcio-silicática (regiões tracejadas em amarelo). D) Associação biotita + calcita hidrotermais em metadacito. E) Biotitização pervasiva com turmalina e calcopirita associados. F) Imagem em luz refletida referente à área tracejada em amarelo na imagem E. Calcopirita nos interstícios dos cristais de biotita e turmalina. G) Zona biotitizada com cristal de pirita deformado com feição cinemática dextral. H) Imagem H sob luz refletida. I) Cristal de pirrotita associado à lamela de biotita com clivagens deformadas. J) Feldspato potássico venular e pervasivo em anfíbolito. K) zona potassificada com ocorrência da associação pirrotita + calcopirita e seu detalhe em luz refletida (Figura L). (Figuras 13A, 13C e 13J – imagens de em lupa de testemunhos de sondagem. Figuras 13B, 13E, 13I e 13K - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 13D e 13G - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados ABREVIATURAS: ab – albita; bt – biotita; cal – calcita; ccp – calcopirita; kfs – feldspato potássico; po – pirrotita; tur – turmalina).34

Figura 14 – Testemunhos de sondagem de veios de quartzo do alvo Coelho Central. A) Vênula de quartzo + titanita com feições de dobramento, hospedada em granada anfíbolito. B) Veio de quartzo + calcita deformado encaixado em anfíbolito rico em plagioclásio. C) Fotomicrografia em luz transmitida de microvênula de quartzo com biotita nas bordas encaixada em anfíbolito. D) Veio de quartzo estéril com titanita associada. E) Imagem em lupa mostrando vênula de quartzo + turmalina não mineralizada, encaixada em metadacito. F) Detalhe em lupa para cristal idioblástico de titanita em veio de quartzo. G) Imagem em lupa, destacando a associação quartzo + pirrotita em bolsão centimétrico. H) Imagem em lupa, mostrando bolsão de quartzo com pirita associada (pontos luminosos). (ABREVIATURAS: bt – biotita; cal – calcita; po – pirrotita; py – pirita; qz – quartzo; ttn – titanita; tur – turmalina.).35

Figura 15 – Alterações hidrotermais pós-mineralização no alvo Coelho Central. A) Imagem em lupa de bolsão com epidoto e calcita em granada anfíbolito. B) Epidoto e titanita substituindo hornblenda e granada. C) Imagem em lupa de porção cloritizada em anfíbolito potassificado. D) Finos cristais de clorita orientados e disseminados em substituição pervasiva de cristais de plagioclásio. Notar a cor de interferência anômala dos cristais de clorita. E) Finos cristais de clorita orientados e disseminados em anfíbolito rico em plagioclásio. F) Microvênula de clorita em cristais com hábito radial (área tracejada amarela). G) Vênula de calcita cortando zonas alteradas por venulações cálcio-silicáticas (Ca-Si) (faixas esbranquiçadas). H) Calcita e pirita em falha. Notar concentração de finos cristais de pirrotita aparentemente concordantes à foliação do anfíbolito (círculo tracejado em amarelo). I) Detalhe do retângulo em amarelo na imagem H, mostrando a associação calcita + pirita. J) e K) Microvênula de calcita com pirita na parede, associação comum no alvo Coelho Central e sua imagem de elétrons retroespalhados (ERE-MEV). (Figuras 15A, 15C, 15G, 15H e 15I - imagens de testemunhos de sondagem. Figura 15D - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 15B, 15E, 15F e 15J - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: cal – calcita; chl – clorita; ep – epidoto; grt – granada; hbl – hornblenda; po – pirrotita; py – pirita; ttn – titanita.).37

Figura 16 – Mineralização aurífero-sulfetada no alvo Coelho central. A) Pirrotita, calcopirita e pirita disseminadas em anfibolito. B) Pirrotita e pirita em vênula em zona de contato entre anfibolito de porções pobre e rica em plagioclásio. C) Imagem em luz refletida mostrando pirrotita e pentlandita associadas à calcopirita, feição comum no alvo Coelho central. D) Zona sulfetada em anfibolito, com pirrotita nos interstícios dos cristais de hornblenda, associada a palhetas de biotita. E) Biotita com pirrotita “em fita” concordante à sua clivagem. F) Imagem E em luz refletida mostrando a ocorrência de partícula de ouro associada à pirrotita. G) Associação entre ouro (contendo 10% de Ag) e melonita em cristal de pirrotita. H) e I) Micropartículas de Au-Ag inclusas na calcopirita e no contato (linha amarela tracejada) entre esta fase e Co-pentlandita. J) Cristal de pirrotita com inclusões de telurobismutita e melonita. K) Partículas muito finas de hessita e Te nativo associadas à Co-pentlandita. (Figuras 16A e 16B - Imagens de testemunhos de sondagem em lupa. Figuras 16D e 16E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 16G a 16K - imagens de elétrons retroespalhados (ERE-MEV). ABREVIATURAS: Au – ouro; bt – biotita; ccp – calcopirita; Co-ptn – Co-pentlandita; hbl – hornblenda; ht – hessita; mln – melonita; pla – plagioclásio; po – pirrotita; py – pirita; Te – telúrio nativo; Te-Bi – telurobismutita)..... 39

Figura 17 – Mineralização sulfetada associada a venulações cálcio-silicáticas, venulações com hornblenda, albita e biotita, alteração potássica e veios de quartzo. A) Imagem em lupa mostrando pirrotita e calcopirita em zona de venulação cálcio-silicática. B) Pirrotita associada a cristais de diopsídio, titanita e epidoto. C) Filete de enxofre em equilíbrio com pirrotita e hornblenda. Detalhe para em luz refletida (canto esquerdo inferior da figura). D) Pirrotita em zona rica em albita, com granada, hornblenda e biotita associadas. E) Detalhe para associação albita, pirrotita, hornblenda e biotita. F) Detalhe da imagem E mostrando a ocorrência de partícula muito fina de ouro associada à pirrotita. G) Imagem em lupa mostrando pirrotita e calcopirita associadas à biotita e calcita. H) Vênula de quartzo contendo sulfetos. I) Detalhe em luz refletida, mostrando a associação pirrotita, pirita e calcopirita. J) Ocorrência de micropartículas de melonita associadas à pirita e pirrotita. K) Inclusão de petzita em pirrotita de vênula de quartzo. L) Liga de Au-Ag-Cu incluída em cristal de quartzo de veio com titanita. (Figuras 17B, 17D, 17E e 17H - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 17C, 17F e 17I a 17L - imagens de elétrons retroespalhados (ERE-MEV). ABREVIATURAS: ab – albita; bt – biotita; Ca-Si – venulação cálcio-silicática; cal – calcita; ccp – calcopirita; di – diopsídio; ep – epidoto; grt – granada; hbl – hornblenda; ht – hessita; mln – melonita; po – pirrotita; ptz – petzita; py – pirita; qz – quartzo; S – enxofre; ttn – titanita). 40

Figura 18 - Aspectos texturais dos veios de quartzo utilizados no estudo de IF. A) Vênula com biotita, plagioclásio, quartzo e pirrotita encaixada em metadacito (Furo 20; 23,85 m). B) Vênula de quartzo transparente, sem sulfetos, encaixada em metadacito (Furo 01; 46,00 m). C) Veio de quartzo + titanita, sem sulfetos, mas com partículas de ouro observadas em MEV, encaixada em granada anfíbolito (Furo 02; 61,55 m). D) Fotomicrografia em lâmina polida de cristal de quartzo com bordas irregulares e contatos serrilhados. Notar enxames de trilhas de IF secundárias. E) Cristais de quartzo recristalizados e com formação de novos grãos. F) Fotomicrografia em lâmina bipolida mostrando cristais de quartzo com contatos irregulares e recristalizados. G) Fotomicrografia em lâmina polida, mostrando microvênula de quartzo com cristais em contatos retos. Nota: As barras pretas nas imagens A, B e C medem 1,0 cm. ABREVIATURAS: Ab – albita; Bt – biotita; Po – pirrotita; Qz – quartzo; Ttn – titanita. 43

Figura 19 – Fotomicrografias representativas das associações com IF carbônicas, aquocarbônicas e IF de nitrogênio observadas nos veios de quartzo do alvo Coelho Central. A) Trilhas pseudossecundárias composta por IF carbônicas (FIA A) e IF carbônicas e aquocarbônicas (FIA C). B) Detalhe para trilha com IF carbônicas bifásicas (FIA A). C) Trilhas secundárias com IF carbônicas (FIA B) cortando grupos de IF carbônicas e de nitrogênio. D) Grupo aleatório com IF de nitrogênio. E) Associação espacial aleatória entre IF de nitrogênio e carbônicas. F) Trilha Pseudossecundária com IF carbônicas e aquocarbônicas (FIA C) em borda de cristal. Detalhes nas figuras G e H para IF carbônicas bifásicas e monofásicas e IF aquocarbônicas ricas em CO₂, respectivamente. I) IF aquocarbônicas trifásica rica em H₂O. SIGLAS: TPS – Trilha Pseudossecundária; TS – Trilha Secundária; L – Líquido.45

Figura 20 – Inclusões aquocarbônicas ricas em H₂O e contendo fases sólidas (Subtipo 3b). A) Grupamento aleatório de inclusões em borda de cristal de quartzo recristalizado. B) e C) Inclusões aquocarbônicas poligonais ricas em água com fases sólidas. D) Inclusões fluidas em trilha pseudossecundária com detalhe (retângulo vermelho) para inclusão fluida aquocarbônica rica em água contendo sal (?) e outra fase sólida (Figura E). F) Inclusão rica em fases sólidas cúbicas (silvita). G) Microcristais de silvita em hábito dendrítico. H) Sólidos em hábito cúbico. Nas três imagens (F, G e H) o tracejado amarelo representa a forma da cavidade (IF).46

Figura 21 – Inclusões aquosas e suas formas de ocorrências. A) Coexistência de IF aquosas ricas em líquido e vapor (Não FIA). B) IF aquosa rica em líquido (Subtipo 4a) associada espacialmente com IF aquocarbônica rica em CO₂ em grupos aleatórios. (Não FIA). C) IF aquosas ricas em líquido (Subtipo 4b) em planos transgranulares (FIA D). D) Detalhe da fotomicrografia mostrando as IF com orientação preferencial.....47

- Figura 22 – Histogramas de fusão e homogeneização do CO₂ para inclusões carbônicas em trilhas pseudossecundárias (FIA A) (Figuras A e B), para inclusões carbônicas em trilhas transgranulares (FIA B) (Figuras D e C) e para inclusões carbônicas em trilhas pseudossecundárias com inclusões aquocarbônicas associadas (FIA C) (Figuras E e F). SIGLAS: TPS – Trilhas Pseudossecundárias; TS – Trilhas Secundárias; TPS* – Trilhas Pseudossecundárias com inclusões aquocarbônicas associadas; LÍQ – Líquido; VAP – Vapor; N - quantidade de FIA analisada; n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperaturas usados nos histogramas acima representam a média para cada FIA, e não valores para cada inclusão.....50
- Figura 23 – Histograma de fusão e homogeneização do CO₂ para inclusões carbônicas em grupos aleatórios (não FIA) com inclusões de N₂ associadas (Figuras A e B). Histograma de homogeneização de N₂ para inclusões de nitrogênio (não FIA) (Figura C). SIGLAS: n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperatura usados acima representam valores para cada inclusão.....51
- Figura 24 – Histogramas de fusão do CO₂ para inclusões aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias (FIA C) e inclusões aquocarbônicas isoladas (Figuras A e B). Histogramas de homogeneização do CO₂ para inclusões aquocarbônicas em TPS (FIA C) e inclusões aquocarbônicas isoladas (Figuras C e D). Histogramas de fusão do clatrato para inclusões aquocarbônicas em TPS (FIA C) e inclusões isoladas (Figuras E e F). Histogramas de homogeneização final para inclusões aquocarbônicas em TPS (FIA C) e inclusões isoladas (Figuras G e H). SIGLAS: TPS – Trilhas Pseudossecundárias. N - Quantidade de FIA analisada; n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperaturas usados para os histogramas das figuras A, C, E e G (FIA) representam a média para cada FIA, e não valores para cada inclusão.53
- Figura 25 – Histogramas microtermométricos para inclusões aquocarbônicas (subtipos 3a e 3b) em grupos aleatórios (Não-FIA). A) Histogramas de fusão do CO₂. B) Histogramas de homogeneização do CO₂. C) Histogramas de fusão do clatrato. D) Histogramas de homogeneização final. SIGLAS: n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperatura usados acima representam valores para cada inclusão.54

- Figura 26 – Histogramas de salinidade e temperatura de homogeneização para inclusões aquosas em grupamentos aleatórios (Não FIA) associadas às IF aquocarbônicas (Figuras A, B, C e D) e inclusões aquosas em trilhas secundárias (FIA D) (Figuras E e F). SIGLAS: L + V > L - Homogeneização para o estado líquido; L + V > V - Homogeneização para o estado vapor; N - Quantidade de FIA analisada; n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperatura usados acima representam valores para cada inclusão, exceto para os histogramas das figuras E e F por se tratarem de inclusões em FIA. Nestes casos, os valores são a média para cada FIA. 56
- Figura 27 – Quadro Paragenético da evolução hidrotermal do alvo Coelho Central. Evolução temporal da esquerda para direita. ABREVIATURAS: Ab - albita; Bt - biotita; Cal - calcita; Ep - epidoto; Hbl - hornblenda; Ttn - titanita. 60
- Figura 28 – Relação textural entre mineralização e anfíbolitos hospedeiros. A) Zona sulfetada associada a cristais de biotita truncando cristais de hornblenda e plagioclásio em ilmenita anfíbolito. B) Zona biotitizada com sulfetos associados (minerais opacos) cortando granada anfíbolito. Notar no canto esquerdo inferior da fotomicrografia restos de porfiroblastos de granada consumidos parcialmente por biotita (linha tracejada amarela). Os minerais opacos nas duas imagens são majoritariamente pirrotita com calcopirita subordinada. (Fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos.)..... 62
- Figura 29 – Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio dos fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais relacionadas à mineralização aurífera no alvo Coelho Central comparada com as composições isotópicas para os fluidos dos alvos Queimadas e Mirador e de outros depósitos hipozonais com dados disponíveis. A faixa cinza refere-se ao intervalo de valores de $\delta^{18}\text{O}$ para fases hidrotermais em veios de quartzo sem análises de δD . Fontes: Campos para fluidos metamórfico e magmático - Sheppard (1986); Fluidos para depósitos orogênicos - Goldfarb *et al.* (2005); Fluidos para o depósito Navachab - Wulff *et al.* (2010); Fluidos para o depósito Hutti - Rogers *et al.* (2013). 65

- Figura 30 – Composição isotópica do oxigênio (Histograma A) e hidrogênio (Histograma B) para o fluido em equilíbrio com as alterações de alta temperatura e veios de quartzo do alvo Coelho Central comparada com o depósito aurífero Pedra Branca (1 - Costa, 2018) e outros depósitos de Ouro Orogênico formados em fácies anfíbolito com dados isotópicos disponíveis na literatura. Fontes: 2 - Rogers *et al.* (2013); 3 - Knight *et al.* (2000); 4 - Wulff *et al.* (2010); 5 - Kolb *et al.* (2000); 6 - McCuaig & Kerrich (1998). Os intervalos para rochas sedimentares, metamórficas, graníticas e basaltos foram extraídos de Hoefs (2009). ABREVIATURAS: Ab – albita; Bt – biotita; Hbl – hornblenda; Tur – turmalina. 68
- Figura 31– Composição isotópica do enxofre para sulfetação associada à mineralização aurífera e geração tardia de pirita presente em vênulas de calcita (Estágio de Carbonatação) do alvo Coelho Central comparada com outros depósitos de Ouro Orogênico formados em fácies anfíbolito com dados isotópicos disponíveis na literatura. Fontes: 1 - Rogers *et al.* (2013); 2 - Wulff *et al.* (2010); 3 - Chinnasamy & Mshira (2009); 4 - Kolb *et al.* (2000); 5 - Golding *et al.* (1990); Kerrich (1987, 1989); Nesbitt (1991); Partington & Williams (2000). Intervalos para rochas sedimentares, água oceânica, rochas metamórficas, graníticas e basaltos - Hoefs (2009). Fluidos magmáticos - Ohmoto & Goldhaber (1997); Assinatura Mantélica - Eldridge *et al.* (1991). ABREVIATURAS: Au - aurífero; py - pirita. 69
- Figura 32 – Fontes de carbono (Hoefs, 2009) para o fluido em equilíbrio com calcita do alvo Coelho Central comparado com outros depósitos de ouro orogênico formados em fácies anfíbolito com dados isotópicos disponíveis na literatura. Fontes: 1 - McNaughton *et al.* (1990); 2 - Knight *et al.* (2000); 3 - Wulff *et al.* (2010); 4 - Beaudoin & Pitre (2005); 5 - Kerrich (1989) e McCuaig & Kerrich (1998). 70
- Figura 33 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ para calcita de veios de quartzo auríferos e carbonatação do alvo Coelho Central. Notar valores muito próximos para calcita do alvo Queimadas e calcita de veios de quartzo do alvo Coelho Central, além da covariância negativa para a calcita do estágio de carbonatação. Fontes: Carbonato Marinho - Veizer & Hoefs (1976); Matéria Orgânica - Hoefs (2009); Carbonatitos - Taylor *et al.* (1967); CO_2 Mágmató - Taylor (1986); Depósitos Orogênicos - Ridley & Diamond (2000); Fluidos Au arqueanos - Chen *et al.* (2012). Alvo Queimadas - Costa (2018). 72

- Figura 34 – Diagramas $TfCO_2$ vs $ThCO_2$ (Van den Kerkhof & Thiéry, 2001) com estimativas das frações molares de CH_4 nas inclusões carbônicas e aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias (Figura A) e em grupos aleatórios (Figura B). 74
- Figura 35 – Diagramas $XNaCl$ vs XCO_2 mostrando o fracionamento de sais para as variedades aquocarbônicas mais ricas em H_2O 75
- Figura 36 – Evidências texturais de deformação nos veios de quartzo e IF do alvo Coelho Central. A) Fragmento de veio de quartzo muito fraturado em lâmina bipolar. B) Trilha pseudossecundária com IF carbônica e aquocarbônica mostrando feições de vazamento (rabiscos) e estrangulamento. C) IF aquosa estrangulada e restos de IF estranguladas e vazadas. 76
- Figura 37 – Diagrama $ThCO_2$ vs VCO_2 para IF aquocarbônicas mostrando trends verticalizados para variedades mais ricas em CO_2 . Notar IF mais ricas em H_2O com $ThCO_2$ acima de $25\text{ }^\circ\text{C}$ (baixa densidade), indícios favoráveis a processos de Imiscibilidade de fluidos. 77
- Figura 38 – Diagramas de Temperatura de homogeneização vs Salinidade. A) indicando trend de imiscibilidade para as inclusões aquocarbônicas e aquosas mais quentes, ambas associadas espacialmente às inclusões carbônicas. B) Detalhe para as inclusões aquocarbônicas mostrando tendências verticais sugestivas de vazamento e/ou estrangulamento (Shepherd *et al.* 1985) para parte dessas inclusões. 78
- Figura 39 – Estimativas das condições de pressão e temperatura para a precipitação da mineralização aurífera no alvo Coelho Central e alterações hidrotermais associadas. A área de cor cinza escuro representa uma estimativa P-T para a formação de venulações ricas em hornblenda, albita e biotita, alteração potássica e ouro associado. A área de cor cinza claro, por sua vez, diz respeito às condições P-T de formação dos veios de quartzo e mineralização aurífera associada. A isócora cinza escuro ($\rho=1.045\text{ g/cm}^3$) refere-se a um valor representativo para as IF carbônicas primárias com densidade maior que 1.0 g/cm^3 . A isócora vermelha ($\rho=0.935\text{ g/cm}^3$) representa densidade média para inclusões carbônicas em grupos aleatórios. A isócora verde ($\rho=0.867\text{ g/cm}^3$) refere-se a média para as IF aquocarbônicas isoladas (primárias). A isócora amarela ($\rho=0.781\text{ g/cm}^3$) representa densidade média para IF aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias. 80

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Dados de isótopos estáveis para silicatos, carbonatos e sulfetos hidrotermais do alvo Coelho Central.	42
Tabela 2 – Dados microtermométricos e composicionais para as inclusões fluidas estudadas nos veios de quartzo do alvo Coelho Central.	49
Tabela 3 – Composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{13}\text{C}$) dos fluidos hidrotermais responsáveis pela gênese das alterações hidrotermais e mineralização aurífera do alvo Coelho Central.....	64
Tabela 4 – Composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do fluido hidrotermal responsável pela formação de calcita do estágio de carbonatação com sulfetação associada.	70
Tabela 5 – Principais aspectos geológicos e metalogenéticos de depósitos de ouro orogênicos hipozonais ao redor do mundo e do depósito Pedra Branca.....	86

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xxiv
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO AO DEPÓSITO PEDRA BRANCA	2
1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVAS	2
1.4 OBJETIVOS.....	3
1.5 MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.5.1 Materiais	5
1.5.2 Métodos	5
1.5.2.1 Pesquisa Bibliográfica.....	5
1.5.2.2 Petrografia convencional e por microscopia eletrônica de varredura	5
1.5.2.3 Inclusões fluidas	6
1.5.2.4 Isótopos Estáveis	7
2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	9
2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA.....	9
2.1.1 Domínio Ceará Central	10
2.1.1.1 Maciço de Troia	11
2.2 RECURSOS MINERAIS DO MACIÇO DE TROIA.....	16
2.2.1 Mineralizações de cromo e EGP	16
2.2.2 Mineralizações de ferro	16
2.2.3 Mineralizações de Manganês	17
2.2.4 Mineralização de grafita	18
2.3 DEPÓSITO AURÍFERO PEDRA BRANCA.....	19

3	RESULTADOS	21
3.1	ROCHAS HOSPEDEIRAS.....	21
3.1.1	Ilmenita anfibolito	24
3.1.2	Granada anfibolito	24
3.1.3	Metadacito	27
3.1.4	Metatonalito	28
3.2	ESTÁGIOS E PARAGÊNESES HIDROTERMAIS.....	30
3.2.1	Alteração com diopsídio + titanita + calcita (Venulações Cálcio-Silicáticas)	30
3.2.2	Venulações com hornblenda + albita + biotita	31
3.2.3	Alteração Potássica	32
3.2.4	Veios de quartzo	35
3.2.5	Estágios hidrotermais pós-mineralização	36
3.3	MINERALIZAÇÃO.....	38
3.4	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	41
3.4.1	Isótopos de O e H em silicatos	41
3.4.2	Isótopos de C e O em calcita	41
3.4.3	Isótopos de S em sulfetos	41
3.5	INCLUSÕES FLUIDAS.....	43
3.5.1	Tipos de inclusão e modos de ocorrência	44
3.5.2	Microtermometria	48
4	DISCUSSÕES	57
4.1	METAMORFISMO.....	57
4.2	EVOLUÇÃO HIDROTERMAL E CONDIÇÕES METAMÓRFICAS.....	59
4.3	ISÓTOPOS ESTÁVEIS.....	63
4.3.1	Variação isotópica	63
4.3.2	Composição isotópica e fontes potenciais dos fluidos e metais	63
4.4	INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE INCLUSÕES FLUIDAS.....	72
4.4.1	Assembleia de Inclusões Fluidas (FIA), composição e densidade	73
4.4.2	Processos de aprisionamento e pós-aprisionamento de fluidos	74
4.4.3	Condições de P-T e profundidade	79

4.5	EVOLUÇÃO DO FLUIDO E O PAPEL DO CO ₂ NA MINERALIZAÇÃO	81
4.6	COMPARAÇÕES COM DEPÓSITOS OROGÊNICOS DE FÁCIES ANFIBOLITO	83
5	CONCLUSÕES	88
	REFERÊNCIAS	91

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O depósito aurífero Pedra Branca está localizado na região centro-sul do estado do Ceará, no município de Pedra Branca. Sua mineralização aurífera é controlada por zona de cisalhamento NNE-SSW e está hospedada em rochas metaplutono-vulcanossedimentares pertencentes ao *Greenstone Belt* Serra das Pipocas (Costa *et al.* 2015, Sousa 2016), componente sul da sequência de Troia (Pessoa *et al.* 1986, Cavalcante *et al.* 2003), situada no maciço de Troia (Brito Neves 1975), Província Borborema. Trabalhos mais recentes de mapeamento geológico realizado pela CPRM reconheceram também metagranitoides como hospedeiros da mineralização.

Descoberto recentemente, o depósito Pedra Branca não tem registros de atividade garimpeira em sua área. Sua exploração foi iniciada em 2007, por meio de uma parceria entre as empresas *Xtrata* e *Jaguar Mining*, sendo esta última a atual detentora da totalidade dos direitos de exploração do mesmo. As avaliações econômicas mais recentes apontam para zonas mineralizadas com teores entre 1 g/t e 3 g/t de ouro, com zonas podendo alcançar teores de até 118 g/t Au. Atualmente o projeto Pedra Branca compreende 26 licenças de exploração que perfazem uma área de 415.780 m², na qual estão definidos quatro alvos principais de exploração: Mirador, Queimadas, Igrejinha e Coelho Central (www.jaguarmining.com).

Os esforços recentes por parte de pesquisadores da CPRM (Serviço Geológico do Brasil) e do GPGE (Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica da UFPA) têm colaborado com o conhecimento dos aspectos geológicos e metalogenéticos do depósito Pedra Branca. Nos alvos Mirador e Queimadas, Costa *et al.* (2016) identificaram metatonalitos (2192 ± 11 Ma), metandesitos e rochas metassedimentares afetadas por alteração sódica (albitização) e alteração cálcio-silicática (alteração tipo *skarn*?) com idade de cristalização de 2029 ± 27 Ma (U-Pb; LA-ICP-MS) para titanita hidrotermal associada ao ouro. Além disso, geotermômetros isotópicos fornecerem intervalo de temperatura entre 467 e 526 °C para a formação das alterações relacionadas ao ouro. Baseado nessas informações, Costa (2018) propõe que o depósito faz parte da classe dos depósitos orogênicos hipozonais formados em condições de fácies anfíbolito. Para o alvo Coelho Central, informações específicas, como: temperatura de formação das alterações e precipitação do minério, fontes dos fluidos hidrotermais e processos

mineralizantes, ainda permanecem desconhecidas, o que ainda resulta em uma lacuna em torno da compreensão sobre a gênese do depósito.

Portanto, esta dissertação pretende caracterizar as paragêneses e/ou associações hidrotermais e a mineralização no alvo Coelho Central, além de investigar os fluidos (e suas prováveis fontes) responsáveis pelas alterações hidrotermais e pela mineralização nesse alvo, por meio de abordagens petrográficas, isotópicas e de inclusões fluidas, gerando informações que contribuam às já obtidas e auxiliem na compreensão dos processos hidrotermais que formaram o depósito Pedra Branca.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO AO DEPÓSITO PEDRA BRANCA

O projeto Pedra Branca está situado no município de Pedra Branca, na região centro-sul do estado do Ceará, nas imediações da rodovia BR-226, nas coordenadas geográficas 5° 25 '48" S e 40° 02' 38" W, a cerca de 300 km da capital Fortaleza. O acesso à área do depósito pode ser feito principalmente por via rodoviária, tomando-se a rodovia BR-020 a partir de Fortaleza e em seguida a BR-226 no sentido Independência (Figura 1).

1.3 PROBLEMÁTICA E JUSTIFICATIVAS

Nos últimos anos o *greenstone belt* Serra das Pipocas e o depósito aurífero Pedra Branca e vêm sendo maciçamente investigados por parte de pesquisadores da CPRM (Fortaleza). Costa (2018 e suas referências) por meio de estudos geocronológicos, petrográficos e isotópicos nas rochas hospedeiras e alterações hidrotermais nos alvos Mirador e Queimadas, propuseram o enquadramento deste depósito na classe dos orogênicos hipozonais (Mueller & Groves, 1991, Kolb *et al.* 2015). Antes disso, as informações geológicas sobre Pedra Branca restringiam-se apenas a documentos internos da *Jaguar Mining*, de pouco detalhe geológico e metalogenético.

Apesar de essa classificação mostrar-se coerente, informações imprescindíveis ao entendimento do modelo metalogenético deste depósito permanecem ainda desconhecidas para o alvo Coelho Central, dentre elas: (i) temperatura de formação das alterações hidrotermais, (ii) propriedades físico-químicas dos fluidos envolvidos na gênese da mineralização, bem como (iii) o comportamento evolução destes durante a formação do depósito, por fim (iv) a fonte dos fluidos hidrotermais e de componentes do minério e sua relação com o contexto geológico do depósito. Além disso, é preciso enfatizar que a mineralização no alvo Coelho Central está hospedada em litotipos diferentes daqueles observados por Costa (2018) nos alvos Mirador e

Queimadas, o que pode resultar em tipos e estilos de alterações e mineralização diferentes para o alvo, além de processos hidrotermais distintos.

Nesse sentido, os dados petrográficos, microtermométricos e isotópicos obtidos neste trabalho fornecem novas informações sobre os aspectos geológicos e metalogenéticos do depósito Pedra Branca no âmbito do alvo Coelho Central, somando-se aos dados de Costa *et al.* (2016, 2018), auxiliando na compreensão do modelo metalogenético do depósito, além de contribuir à elaboração de um plano de exploração que melhor se adeque as características do alvo Coelho Central.

1.4 OBJETIVOS

Este trabalho tem por objetivo geral contribuir com a compreensão do contexto metalogenético do depósito Pedra Branca, fornecendo informações sobre os processos hidrotermais registrados no alvo Coelho Central. Para tanto, serão investigadas as rochas hospedeiras, suas alterações hidrotermais e mineralização, bem como aspectos sobre as fontes e as condições físico-químicas dos fluidos hidrotermais envolvidos na gênese do alvo Coelho Central, buscando identificar características que auxiliem a elaboração de um modelo genético para o depósito.

Dessa forma, foram traçados os seguintes objetivos específicos:

- (i.) Definir os litotipos hospedeiros da mineralização, bem como os tipos de alterações hidrotermais e a mineralização aurífera neles hospedadas;
- (ii.) Estimar a composição e as propriedades físico-químicas (densidade, salinidade, temperatura e pressão) dos fluidos hidrotermais que circularam na área do depósito;
- (iii.) Caracterização da composição química e isotópica dos fluidos hidrotermais, para a determinação das possíveis fontes de seus componentes e dos metais (S e Au).
- (iv.) Discutir os processos responsáveis pela evolução do paleossistema hidrotermal e deposição do minério, e propor um modelo genético para o alvo.

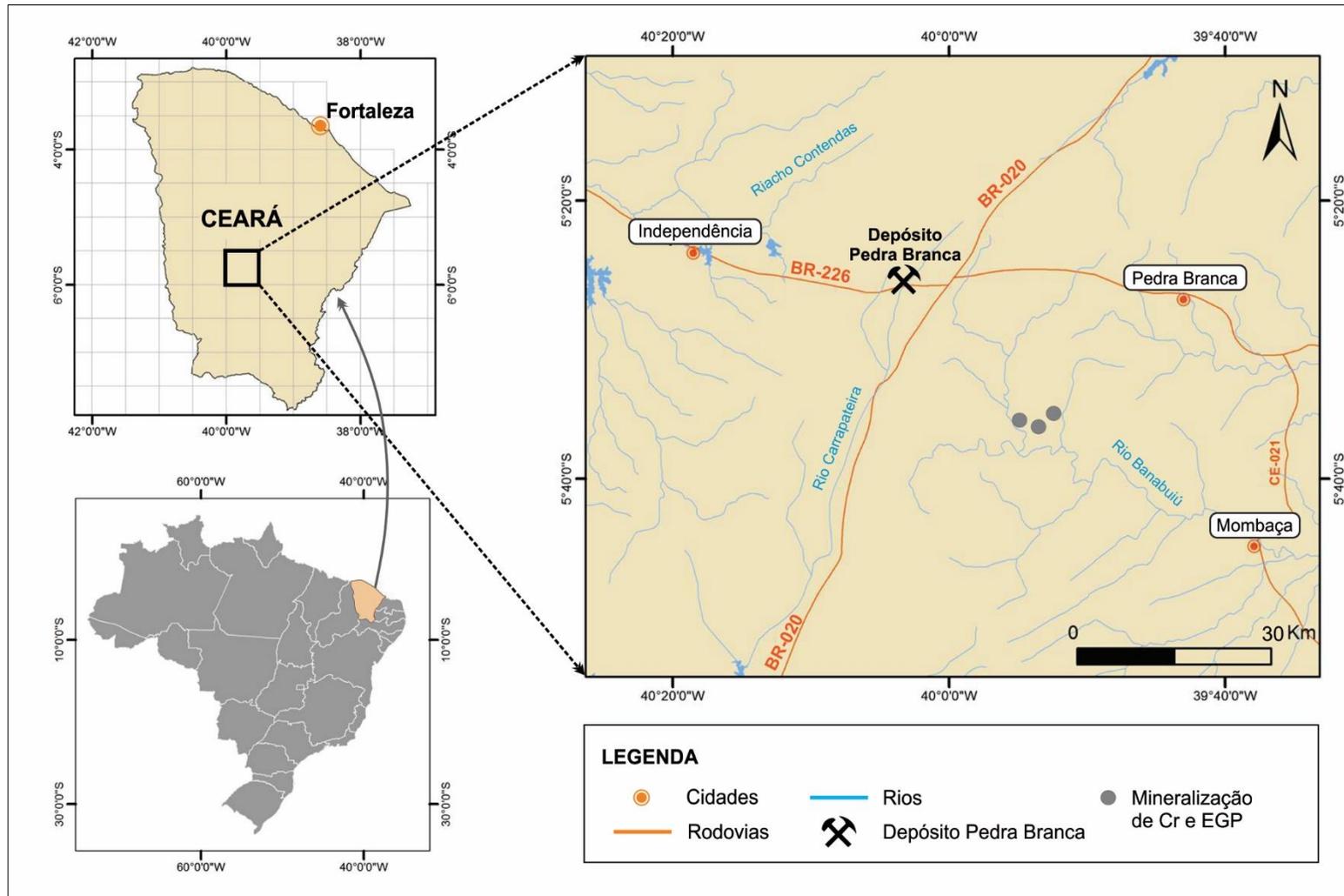


Figura 1 - Mapa de localização do depósito Pedra Branca.

1.5 MATERIAIS E MÉTODOS

1.5.1 Materiais

Foram utilizadas neste trabalho amostras de cinco furos de sondagem, disponibilizadas pela empresa *Jaguar Mining Inc* e coletadas pelo orientador desta dissertação.

1.5.2 Métodos

1.5.2.1 Pesquisa Bibliográfica

Desenvolveu-se ao longo de toda a pesquisa. Consistiu no levantamento de bibliografias relacionadas à geologia do Domínio Ceará Central e do Maciço de Troia, além daquelas referentes à metalogênese de depósitos auríferos, mundialmente conhecidos, semelhantes ao depósito Pedra Branca (p. ex., Mueller & Groves, 1991, Kolb & Meyer, 2002, Bark *et al.* 2007, Kolb *et al.* 2015). Além disso, foram consultadas publicações específicas sobre alterações hidrotermais, inclusões fluidas e estudos de isótopos estáveis em depósitos auríferos.

1.5.2.2 Petrografia convencional e por microscopia eletrônica de varredura

Teve início por meio de descrições macroscópicas e documentação fotográfica das amostras de furos de sondagem. A partir disso, foram selecionadas amostras para a confecção de lâminas polidas, nas quais foram realizadas análises petrográficas, visando à classificação dos litotipos hospedeiros, dos tipos de alterações hidrotermais e da mineralização, além da definição das paragêneses metamórficas e associações hidrotermais, considerando as associações minerais e feições texturais que melhor permitissem essa distinção. As lâminas polidas foram confeccionadas no laboratório de laminação do Instituto de Geociências da UFPA. As descrições microscópicas foram executadas em microscópio de luz transmitida e refletida instalado no laboratório de Geologia Econômica, nas dependências do Instituto de Geociências da UFPA.

A mineralização foi ainda caracterizada utilizando Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), por meio de análises de composições químicas semiquantitativas por EDS (*Energy Dispersive System*), que possibilitaram a individualização de fases minerais menores e a compreensão acerca de suas relações texturais. Essas análises foram realizadas em microscópio eletrônico de varredura modelo LEO 1430 acoplado a espectrômetro de dispersão de energia, no Laboratório de Microanálises do Instituto de Geociências da UFPA.

1.5.2.3 Inclusões fluidas

O estudo de inclusões fluidas foi realizado visando à obtenção de dados sobre as propriedades físico-químicas do sistema de fluidos hidrotermais formador do alvo Coelho Central, bem como as condições de temperatura e pressão sob as quais esses fluidos foram aprisionados, por meio de análises microtermométricas em inclusões fluidas aprisionadas em cristais de quartzo. Esse estudo compreendeu duas etapas principais:

- (i.) Descrições petrográficas de lâminas bipolidas para observação, em temperatura ambiente, dos diferentes tipos de inclusões fluidas e suas características, tais quais: tamanho, morfologia, número de fases, grau de preenchimento, forma de ocorrência e cronologia relativa, seguindo critérios adotados por Van den Kerkhof & Hein (2001) e Goldstein & Reynolds (1994).
- (ii.) Análises microtermométricas de resfriamento e aquecimento para a determinação das temperaturas de mudanças de fase, utilizadas em estimativas de densidade, composição, salinidade e condições de aprisionamento (Roedder 1984, Shepherd *et al.* 1985).

Esses procedimentos foram desenvolvidos nos laboratórios de Petrografia e Inclusões fluidas, localizados nas dependências do Instituto de Geociência da UFPA. As análises microtermométricas foram realizadas em platina Linkam modelo MDSG600 acoplada a microscópio petrográfico de luz transmitida Zeiss, modelo Axioskop 40, instalados no laboratório de Inclusões fluidas do Instituto de Geociências da UFPA. Parte das análises microtermométricas foi feita também no laboratório de inclusões fluidas da CPRM-Belém, para as quais foi utilizada uma platina Linkam modelo THMSG 600. Esses equipamentos operaram entre os limites de -196 e 600 °C. A calibração foi feita com inclusões fluidas sintéticas contendo CO₂ (-56,6 °C) e H₂O (0,0 °C para fusão do gelo; 374,1 °C para ponto crítico) puros. Em temperaturas próximas às das transformações, foram adotadas taxas de variação entre 0,5 e 3,0 °C. Para medidas entre -56,6 °C e 0 °C, a precisão é estimada em ±0,5 e ±0,3, respectivamente. Para medidas positivas, abaixo de 31,1 °C, a precisão é de ±1 °C, e de ±5 °C, para aquelas maiores que 50 °C.

As salinidades das inclusões aquosas e aquocarbônicas foram estimadas, respectivamente, com base em Bodnar & Vitky (1994) e Collins (1979), e estão reportadas em % peso equivalente de NaCl. Propriedades físico-químicas, como densidades da H₂O, do CO₂ e global, composição (fração molar), foram estimadas com o auxílio do programa FLINCOR

(Brown 1989), adotando as equações de Brown & Lamb (1986), para inclusões aquosas, aquocarbônicas e carbônicas. Para a construção das isócoras, além da densidade, foram os valores de pressão obtidos pela equação de Bowers & Helgeson (1983). Para as variedades com possível presença de N₂ e/ou CH₄, a densidade foi estimada com base na equação de Holloway (1981).

1.5.2.4 Isótopos Estáveis

Para a determinação da composição isotópica de enxofre, foram selecionadas dez amostras de sulfetos (pirrotita e pirita). Cinco amostras de calcita foram selecionadas para análises isotópicas de carbono e oxigênio e onze amostras de silicatos (quartzo, biotita, hornblenda, turmalina e titanita) para determinar a composição isotópica do oxigênio. Dentre os silicatos hidratados, foram escolhidas oito amostras para análises de isótopos de hidrogênio. As amostras foram trituradas manualmente e os minerais foram selecionados com auxílio de lupa binocular e ímã de mão. Estes procedimentos foram realizados em laboratórios da UFPA e da CPRM-Belém.

Os isótopos de enxofre em sulfetos e de carbono e oxigênio no carbonato foram analisados no laboratório de isótopos estáveis da Universidade de Brasília. Para o enxofre foi usada a técnica EA-IRMS (*Elemental Analysis – Isotope Ratio Mass Spectrometry*), com analisador elementar *Flash EA* e espectrômetro de massa *Thermo Fisher MAT 253*. Os sulfetos (2 a 10 mg) são depositados em cápsulas de Sn e aquecidos a 1080°C e por combustão o enxofre é convertido em SO₂, em seguida carregado em fluxo de hélio e posteriormente reduzido em contato com fios de cobre de elevada pureza. O SO₂ é então separado por cromatografia de gás em condições isotérmicas e os gases são ionizados e acelerados no espectrômetro de massa. As diferentes massas são separadas num campo magnético e medidas por multicolectores Faraday. O erro analítico foi estimado em 0,2%.

Para as análises de carbono e oxigênio em carbonatos, amostras com ~25 mg são depositadas em frascos de vidro e levadas para um dispositivo flexível (*GasBench*) de fluxo contínuo de preparação de amostras com sistema de injeção de gases conectado diretamente ao espectrômetro de massa *Delta V Plus (Thermo SCIENTIFIC)*. As amostras são lavadas com fluxo de He em temperatura ~72 °C. Em seguida, são atacadas com H₃PO₄ a 25 °C e o CO₂ liberado ($2\text{H}_3\text{PO}_4 + 3\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2 + 3\text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2$). O CO₂ é purificado

criogenicamente e a composição isotópica é medida em coletores triplos em espectrômetro de massa SIRA II. O erro analítico estimado é de 0,05‰ para carbono e 0,10‰ para oxigênio.

As composições isotópicas de oxigênio e hidrogênio em silicatos foram medidas no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Cape Town, África do Sul. Para as análises de oxigênio, foi utilizado o sistema de *fluorination* a laser (Harris *et al.* 2000). O oxigênio foi liberado pelo aquecimento da amostra em reação com BrF_5 e convertido em CO_2 a partir de reação com grafite quente, em seguida foi criogenicamente purificado. Um padrão interno (MONGT, $\delta^{18}\text{O} = +5.55\text{‰}$) foi utilizado para a calibração dos dados em relação à escala do padrão SMOW. O hidrogênio foi produzido a partir do aquecimento a vácuo de amostras contendo entre 10 e 400 mg em um forno de CuO , seguindo os procedimentos descritos em Vennemann & O'Neil (1993). A água foi purificada criogenicamente e em seguida reduzida para H_2 por reação com zinco “indiana” a 450 °C de acordo com Coleman *et al.* (1982). Um padrão silicático interno (muscovita AM, $\delta\text{D} = -30\text{‰}$) forneceu valor médio de $-30,5\text{‰}$ foi utilizado para calibrar os dados em relação ao padrão V-SMOW.

Os resultados analíticos são reportados em per mil (‰) na notação delta ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{34}\text{S}$) relativa aos padrões V-SMOW (*Vienna - Standard Mean Ocean Water*) para oxigênio e hidrogênio, V-PDB (*Pee Dee Belemite*) para carbono e V-CDT (*Canyon Diablo Troilite*) para enxofre.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O depósito aurífero Pedra Branca está inserido geologicamente no contexto do *Greenstone Belt* paleoproterozoico Serra das Pipocas (Costa *et al.* 2014a, Sousa 2016), porção sul do Maciço de Troia (Brito Neves 1975), terreno arqueano-paleoproterozoico do domínio geotectônico Ceará Central, Província Borborema. Neste item serão feitas considerações sobre o estado atual do conhecimento geológico desses terrenos, dando ênfase ao Maciço de Troia e à sequência Serra das Pipocas.

2.1 PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Borborema é uma das dez principais províncias estruturais propostas inicialmente pela divisão de Almeida *et al.* (1977, 1981). Sua área é de cerca de 450.000 km², abrangendo parte do estado do Piauí e principalmente os estados do Ceará, Alagoas, Sergipe, Paraíba, Rio Grande do Norte e Pernambuco, além da porção norte da Bahia. Representa a porção nordeste da Plataforma Sul-Americana, limitando-se com a Bacia do Parnaíba a oeste, o Cráton São Francisco ao sul, e coberturas fanerozoicas e cenozoicas a leste e ao norte. (Brito Neves *et al.* 2000).

Dentre as diversas definições para a Província Borborema, destacam-se os trabalhos de Brito Neves *et al.* (2000) e Van Schmus *et al.* (2008) que a consideram um mosaico de sequências crustais neoproterozoicas, extensos blocos crustais paleoproterozoicos e núcleos arqueanos, com configuração estrutural resultante de processos de acresção e colagem de terrenos ocorridos durante a fase de amalgamação da porção ocidental do supercontinente Gondwana, no ciclo Brasileiro (~650 e 600 Ma). Fetter *et al.* (2000), por sua vez, a definem como um terreno complexo formado por núcleos crustais arqueanos e extensos blocos paleoproterozoicos (embasamento gnáissico-migmatítico), cinturões dobrados e metamorfizados paleoproterozoicos a neoproterozoicos, além de diversos plútons graníticos neoproterozoicos relacionados ao Ciclo Brasileiro.

Baseados em dados geocronológicos de U-Pb e Sm-Nd, Van Schmus *et al.* (1995), Brito Neves *et al.* (2000) e Santos *et al.* (2000) dividem a Província Borborema em três subprovíncias. De norte para sul, têm-se: Subprovíncia Norte, que inclui os domínios Médio Coreaú, Ceará Central e Rio Grande do Norte; Subprovíncia Central ou Zona Transversal, que inclui o Domínio da Zona Transversal e Subprovíncia Sul ou meridional, correspondendo ao Domínio Sul. Fetter *et al.* (2000), baseados em idades U-Pb e assinaturas isotópicas crustais para Nd

obtidas em rochas paleoproterozoicas do embasamento, dividiram a porção norte da Província Borborema em três domínios geotectônicos principais, a saber: (i) Domínio Médio Coreaú; (ii) Domínio Ceará Central; e (iii) Domínio Rio Grande do Norte (Figura 2). Neste item serão detalhados apenas os aspectos geológicos do Domínio Ceará Central.

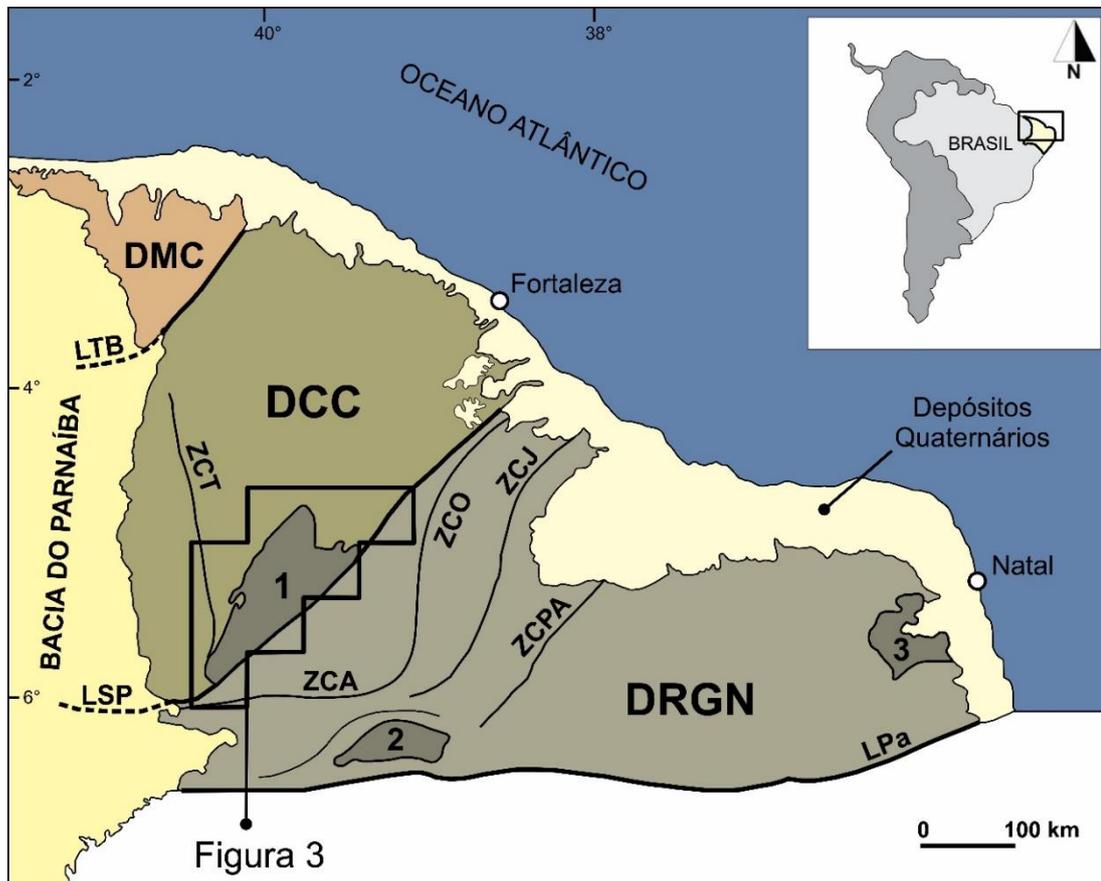


Figura 2 - Mapa esquemático da porção norte da Província Borborema, mostrando seus três domínios geotectônicos (DMC - Domínio Médio Coreaú; DCC - Domínio Ceará Central; DRGN - Domínio Rio Grande do Norte) e terrenos arqueanos (1) Maciço de Troia; (2) Terreno Granjeiro; (3) Maciço São José do Campestre). (ABREVIATURAS: LTB: Lineamento Transbrasiliiano; LSP: Lineamento Senador Pompeu; LPa: Lineamento Patos; ZCT: Zona de Cisalhamento Tauá; ZCO: Zona de Cisalhamento Orós; ZCA: Zona de Cisalhamento Aiuaba; ZCJ: Zona de Cisalhamento Jaguaribe; ZCPA: Zona de Cisalhamento Porto Alegre). Fonte: (Fetter *et al.* 2000).

2.1.1 Domínio Ceará Central

Abrange a porção Central do estado do Ceará. Ao norte, está separado do Domínio Médio Coreaú pela zona de cisalhamento Sobral–Pedro II ou lineamento Transbrasiliiano, e ao sul, está limitado pela zona de cisalhamento Senador Pompeu, que o separa do Domínio Rio Grande do Norte. Essas zonas de cisalhamento constituem-se como grandes segmentos que cortam toda a Província Borborema e expressam a configuração tectônica de grandes lineamentos intercontinentais que se estendem até a África, onde recebem o nome de Kandi e Ile-Ife, respectivamente (Brito Neves *et al.* 2001).

O arcabouço litoestratigráfico do Domínio Ceará Central é formado por um embasamento arqueano e paleoproterozoico (Maciço de Troia) que sustenta um conjunto de rochas metassedimentares (Complexo Ceará) e granitoides neoproterozoicos, em geral bastante deformados e migmatizados durante o Ciclo Brasileiro-PanAfricano (Fetter *et al.* 2000, Arthaud *et al.* 2008, Amaral *et al.* 2015). Como resultado desse ciclo orogênico, existe um metamorfismo de alto grau registrado na eclogitização de rochas máficas de 1,57 Ga (idade do magmatismo) na região de Forquilha (Amaral 2010, Garcia *et al.* 2014) e nos granulitos de alta pressão (613 Ma) da região de Cariré (Amaral *et al.* 2012).

2.1.1.1 Maciço de Troia

Denominado de Maciço de Troia-Tauá por Brito Neves (1975), conhecido na cartografia como Complexo Cruzeta (Oliveira & Cavalcante, 1993), o Maciço de Troia é considerado um terreno granito-*greenstone* que representa o embasamento do Domínio Ceará Central, compreendendo um núcleo arqueano preservado e sequências de *greenstone belts* com um significativo plutonismo paleoproterozoico associado (Figura 3). Está separado do domínio Rio Grande do Norte, pela zona de cisalhamento Senador Pompeu.

A litoestratigrafia atual do Maciço de Troia compreende rochas do Complexo Cruzeta (2850 a 2700 Ma) e das sequências *greenstone belts* Algodões (ao norte) e Serra das Pipocas (ao sul) (2236 a 2200 Ma). O plutonismo intrusivo riaciano associado inclui metatondhjemitos e metatonalitos Tipo Cipó e Mirador (2189 a 2185 Ma) e metagranitoides do Complexo Boa Viagem (2150 a 2124 Ma) e da Suíte Bananeira (2079 a 2068 Ma) (Fetter, 1999, Martins *et al.* 2009, Ganade *et al.* 2017, Costa *et al.* 2015a, 2018a). Além dessas unidades, intrusões máfico-ultramáficas do Complexo Troia (2036 Ma) são o último registro plutônico paleoproterozoico associado aos *greenstone belts*. Bordejando esse terreno, afloram paragneisses de alto grau do Complexo Canindé (2180 a 2100 Ma) (Garcia *et al.* 2014), sobretudo na porção norte do maciço, onde ocorrem, subordinadamente, as rochas metassedimentares da Formação Santarém (1800 a 1700 Ma), esta última unidade inserida no contexto do Grupo Orós. Além disso, rochas supracrustais do Complexo Ceará (850 a 650 Ma) (Arthaud *et al.* 2008, Araújo *et al.* 2012) e granitoides relacionados ao Ciclo Brasileiro, agrupados no Complexo granítico Rio Quixeramobim e Complexo Tamboril-Santa Quitéria, por exemplo, ocorrem significativamente no entorno do Maciço de Troia (Costa 2015b).

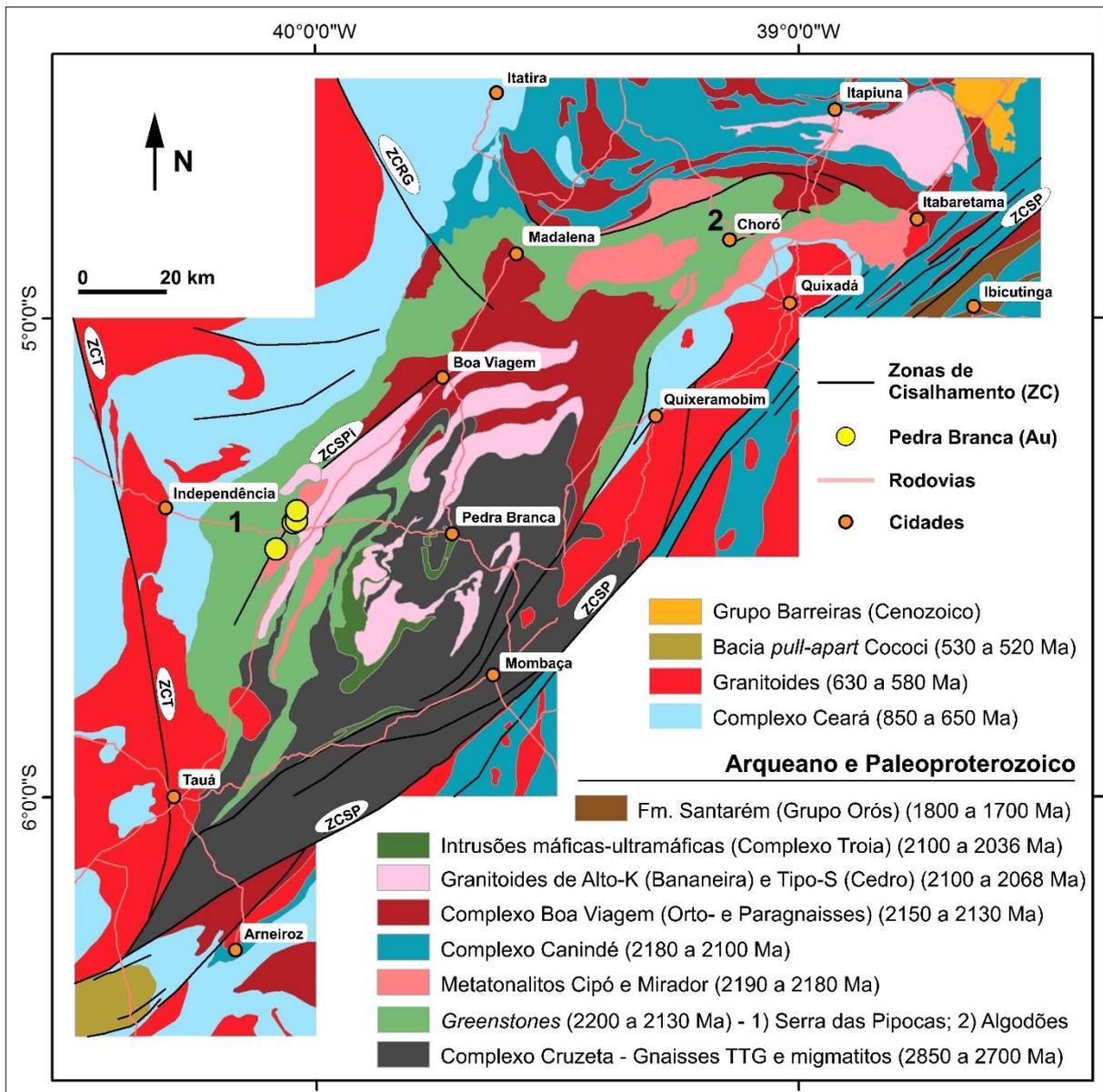


Figura 3 - Mapa geológico simplificado do maciço arqueano-paleoproterozoico de Troia. Notar a localização do depósito Pedra Branca. Fonte: Modificado de (Costa *et al.* 2016).

O **Complexo Cruzeta** é composto por ortognaisses e migmatitos de composição TTG, dispostos em um bandamento composicional complexo, com predominância de bandas granodioríticas sobre bandas tonalíticas e graníticas. Possui idade (U-Pb; TIMS) entre 2770 e 2850 Ma e idade modelo (Sm-Nd) entre 2,92 e 3,04 Ga, com protólito cristalizado em ambiente de arco magmático, com formação de crosta juvenil (Fetter 1999). Silva *et al.* (2002) obtiveram idade U-Pb (SHRIMP) de 3,27 Ga para um metatonalito, interpretando-a como idade de cristalização magmática. Ganade *et al.* (2017) definiram dois episódios magmáticos principais para o Complexo Cruzeta, sendo os ortognaisses da **Unidade Mombaça** (2,85 – 2,77 Ga; U-Pb SHRIMP em zircão) semelhantes a adakitos de alta SiO₂ gerados por fusão parcial de rochas máficas hidratadas, e os ortognaisses da **Unidade Pedra Branca** (2,70 – 2,68 Ga; U-Pb

SHRIMP em zircão) gerados a partir da fusão de rochas máficas com interação de componentes peridotíticos.

As sequências *greenstone belts* ocorrem nas bordas do Complexo Cruzeta e estão divididas em dois conjuntos litológicos: Sequência Algodões (Martins, 2000, Martins *et al.* 2009, Costa *et al.* 2014a, 2015a) ao norte e Sequência Serra das Pipocas (Costa *et al.* 2014a, 2016, 2018a, Sousa 2016) na região Central do Maciço de Troia. Essas sequências são cortadas por corpos plutônicos que registram episódios magmáticos relacionados aos ciclos orogênicos Transamazônico / Eburneano (2.2 a 2.0 Ga) (Costa *et al.* 2018a).

A **Sequência Algodões** (Arthaud & Landim, 1995, Martins, 2000) compreende rochas metamorfasadas em condições de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior, com migmatização muito fraca (Martins, 2000, Arthaud *et al.* 2008). É composta por anfibolitos e granada anfibolitos (metabasaltos), além de paragnaisses e mica-xistos (com grafita e cianita), rochas calciossilicáticas, quartzitos, metaconglomerados, metarcóseos, metagrauvas, metapelitos, metacherts e metavulcânicas intermediárias a félsicas subordinados (Martins, 2000, Martins *et al.* 2009). Esses litotipos ocorrem orientados segundo *trends* regionais NE-SW, com foliações mergulhando para SE, padrão estrutural interpretado por Costa *et al.* (2015a) como relacionado ao Ciclo Brasileiro (~650 Ma), indicando que a sequência também fora afetada pela orogênese neoproterozoica que gerou a atual configuração da Província Borborema. Possuem idade Sm-Nd de 2236 Ma, interpretada como idade mínima do protólito ígneo, e características geoquímicas similares a basaltos de platôs oceânicos e/ou basaltos de retro-arco (Martins *et al.* 2009, Verma & Oliveira, 2014), como resultado do metamorfismo de derrame de lavas basálticas, intercaladas com tufos e *sills* máficos, evidenciado pela intercalação entre anfibolitos e lentes de granada anfibolitos.

A **Sequência Serra das Pipocas** (Costa *et al.* 2014a, 2016, 2018a, Sousa 2016) é composta por uma unidade inferior formada por derrames metabásicos/intermediários (anfibolitos e granada anfibolitos) e metaultramáficos (clorita-antofilita-actinolita/tremolita xisto), com teores de MgO entre 4,9 e 21,3%, revelando afinidades geoquímicas toleítica a cálcio-alcalina e komatiítica, respectivamente, sugestivas de ambiente extensivo de arco/retroarco (Costa *et al.* 2016). Aparecem associados, metacherts, formações ferríferas bandadas, metatufos básicos a ácidos, além de metarriodacitos com idades (U-Pb; LA-ICP-MS) entre 2234 e 2156 Ma (Sousa, 2016). Na unidade superior, prevalecem componentes metassedimentares, tais como, xistos com cianita e grafita, metagrauvas, metarcóseos e

rochas calciossilicáticas. Para granada cianita xistos, Sousa (2016) obteve idade (U-Pb; LA-ICP-MS) de 2207 Ma, interpretada como idade de vulcanismo, indicando o retrabalhamento de rochas vulcânicas do entorno da bacia como fonte de sedimentos para os protólitos desses xistos. Zircões detríticos de metagrauvas com idades (U-Pb; LA-ICP-MS) de ~2200 Ma, e idades de 3074 Ma, 3096 Ma e 2600 a 2500 Ma indicam uma mistura de fontes mesoarqueana e paleoproterozoica e idade máxima de deposição de 2200 Ma, além de evolução ensiânica para esta unidade (Costa *et al.* 2014a).

Os **metatrandhjemitos Cipó** (sequência Algodões) e **metatonalitos Mirador** (sequência Serra das Pipocas) representam o magmatismo “tipo TTG” relacionado a essas sequências e são o registro de uma configuração pré-colisional (Costa *et al.* 2018). Para esses litotipos, Costa *et al.* (2015a, 2018) obtiveram idade (U-Pb; LA-ICP-MS) de 2189 ± 14 e 2185 ± 4 Ma, respectivamente. Ambos possuem alto conteúdo de SiO₂ (~65 a 76%) e baixo conteúdo de MgO (0,3 e 1,7%), além de altas razões Sr/Y, La/Yb e baixos conteúdos de ETR mais pesados. Para os metatrandhjemitos Cipó, Costa *et al.* (2015a) sugerem assinatura geoquímica adakítica clássica (Martin *et al.* 2005). Idades modelo T_{DM} de ~2.44 a 2.22 Ga e valores de ϵ_{Nd} positivos (+0,90 a +1,91) indicam seu caráter juvenil. Martins *et al.* (2009) e Costa *et al.* (2015a) interpretam esse magmatismo como resultado de fusão de crosta oceânica juvenil durante a inversão da bacia oceânica/retroarco desenvolvida em ~2236 Ma. Os metatonalitos Mirador, por sua vez, possuem idade modelo Hf entre 2,80 e 2,66 Ga e valores de ϵ_{Hf} positivos (+0,94 a +1,29), sendo interpretados como resultado de fusão parcial de fontes arqueanas heterogêneas (mistura de fontes) em ambiente de subducção, com manto metassomatizado e sedimentos arqueanos subductados como principais componentes (Costa *et al.* 2018). Para estes autores, a fusão de material mantélico (crescimento crustal) combinada com a participação de sedimentos continentais (reciclagem crustal) é algo compatível com os processos relacionados a um ambiente de subducção, no qual, geralmente, há predomínio de processos de reciclagem crustal sobre aqueles de formação de crosta juvenil.

O registro plutônico intrusivo nas sequências é também representado por ortognaisses de composição tonalítica e granodiorítica, com feições de mistura magmática localmente preservadas, cristalizados em 2150 e 2124 Ma (U-Pb; SHRIMP) agrupados no **Complexo Boa Viagem** (Silva *et al.* 2014). Também estão inseridos neste complexo, plútons metatonalíticos e metadioríticos (ortognaisses Madalena e Macaoca), adakíticos de baixa a alta SiO₂, originados a partir de magmas mantélicos, além de metagranitoides do Tipo-A de alto-K (ortognaisses

Serra da Palha) cristalizados em 2150 Ma (U-Pb; LA-ICP-MS), gerados durante colisão de arcos continentais, a partir da fusão parcial de crosta tonalítica (Costa *et al.* 2015a).

A **Suíte Bananeira**, por seu turno, marca um estágio pós-colisional, sendo composta principalmente por quartzo-monzonitos (2079 ± 4 Ma; U-Pb; SHRIMP), de caráter alcalino, shoshoníticos com assinatura geoquímica indicando formação a partir de fusão parcial em baixa pressão de rochas metamáficas ricas em K, e monzogranitos (2068 ± 5 Ma; LA-ICP-MS), cálcio-alcálicos de alto-K e levemente peraluminosos, derivados de fusão parcial em baixa pressão de crosta tonalítica e/ou metagrauvas (Costa *et al.* 2018a). Para os monzogranitos, estes autores determinaram idades modelo Hf entre 2.71 e 2.53 Ga, evidenciando contribuição crustal arqueana para a cristalização destas rochas.

Completam a litoestratigrafia do Maciço de Troia, pequenos corpos máfico-ultramáficos acamadados (**Complexo Troia**), incluindo cromititos, com ocorrência de platinoides (Angeli *et al.* 2009, Barreto & Hunt, 2010, Costa *et al.* 2015c), cristalizados em 2036 ± 28 Ma (U-Pb; SHRIMP) (Costa *et al.* 2014b), além de pequenas intrusões de granitos Tipo-S da **Suíte Cedro** com idade Rb-Sr de 1700 Ma (Pessoa *et al.* 1986).

2.2 RECURSOS MINERAIS DO MACIÇO DE TROIA

Além do depósito aurífero Pedra Branca, o conhecimento atual sobre o potencial metalogenético do maciço de Troia aponta para importantes mineralizações de cromo, platinoides, ferro, manganês e grafita (Costa *et al.* 2015b). Além desses, níquel, cobre e zinco são outros produtos importantes e alvos de requerimentos de pesquisa nessa região (<http://sigmine.dnpm.gov.br/webmap/>). No entanto, apenas o depósito Pedra Branca e as mineralizações de cromo e platinoides foram alvo de investigações geológicas e metalogenéticas com algum grau de detalhe.

2.2.1 Mineralizações de cromo e EGP

Na região do distrito de Troia, ~30km a sudeste do depósito Pedra Branca, mineralizações de cromo e platinoides (Pt, Pd, Rh e Ir) estão associadas aos cromititos do complexo máfico-ultramáfico de Troia. Essas rochas ocorrem como lentes métricas hospedadas em lentes de dunito-peridotito e contêm entre 55 e 65% de cromita em textura cumulática, além de clorita enriquecida em Cr (Angeli, 2005, Barrueto & Hunt, 2010). Costa *et al.* (2015c) identificaram irarsita [(Ir, Pt, Rh)AsS], cooperita (PtS), hollingworthita [(Rh, Pt)AsS] e sperrylita [(Pt)As₂] na matriz dos cromititos e nas bordas da cromita, além de sulfetos (calcopirita, bornita e pentlandita) inclusos na cromita. Segundo Barrueto & Hunt (2010), camadas de cromititos, de até 30m de espessura, podem conter 8 ppm de platina e 21 ppm de paládio.

Estudos de microsonda em cromita sugerem semelhanças químicas à cromita de depósitos estratiformes (Angeli *et al.* 2009). Costa *et al.* (2014b) obtiveram idade U-Pb (SHRIMP) em zircão de 2036 ± 28 Ma para a cristalização dos cromititos. Atualmente, a prospecção de cromo e platinoides é realizada em três alvos (Curiú, Esbarro e Cedro) e desenvolvida pela empresa Pedra Branca do Brasil Mineração S.A., por meio de uma parceria entre as empresas *Anglo Platinum* e *Solitario Exploration & Royalty* (Solitario Annual Report, 2009).

2.2.2 Mineralizações de ferro

Nas regiões Boa Viagem-Quixeramobim e Tauá-Mombaça, formações ferríferas bandadas (FFB) ocorrem encaixadas principalmente em gnaisses e migmatitos do Complexo Cruzeta (Veríssimo *et al.* 2009, Costa *et al.* 2015b). Na região Tauá-Mombaça, a mineralização foi observada por trabalhos de campo da CPRM (Araújo & Naleto, 2014, Cavalcanti 2011) e

iniciativa privada em parceria com a UFMG (Alcântara & Alkmim, 2013, Gomes & Rachid, 2012). Os teores de Fe das ocorrências de Boa Viagem são de ~50% (Veríssimo *et al.* 2009), já em Mombaça são de ~35% (Gomes & Rachid, 2012).

Em Boa Viagem, Veríssimo *et al.* (2009) apontam que as FFB são quimicamente semelhantes aos itabiritos anfíbolíticos do Quadrilátero ferrífero e que os padrões de elementos terras raras são similares aos padrões das FFB tipo Lago Superior (Canadá). Na região Tauá-Mombaça, os blocos mineralizados estão dispostos ao longo da zona de cisalhamento Sabonete-Inharé (paralela à zona de cisalhamento Senador Pompeu) e não mostram relação alguma com sequência metassedimentar preservada ou conhecida, características que levaram Costa *et al.* (2015b) a levantarem a hipótese de uma provável origem, ou mesmo, enriquecimento hidrotermal para a mineralização.

2.2.3 Mineralizações de Manganês

Mineralizações de manganês são reconhecidas principalmente na porção extremo nordeste do Maciço de Troia, na qual sua ocorrência é conhecida desde a década de 1950 na Província manganésifera de Aracoiaba-Pacajús (Souza & Ribeiro Filho, 1983). A mineralização está encaixada sob a forma de lentes em paragneisses migmatíticas, normalmente ricos em granada (e grafita), com intercalações de granada-sillimanita quartzitos inseridos no Complexo Canindé, ao norte do *greenstone* Algodões.

Segundo Souza & Ribeiro Filho (1983), o protominério é do tipo silicático (gondito), composto por quartzo (20%), espessartita (75%), rodonita (< 2%) e Mn-cumingtonita (< 2%). O minério é formado por criptomelana, pirolusita, litioforita e Mn-sutita em texturas reliquiares, zonadas, pós-deposicionais e coloformes. Estes autores consideram tais características como originadas a partir de processos sedimentares seguidos de metamorfismo em fácies anfíbolito alto a granulito, com surgimento de espessartita e rodonita e, finalmente, enriquecimento supergênico. O protominério alterado apresenta os melhores teores entre 18-39% de Mn. As reservas totais, com teor médio de 25% Mn, são de aproximadamente 3 Mt, sendo considerados depósitos de pequeno porte. Recentemente, Gomes (2013) identificou gonditos maciços (protominério) enriquecidos em pirolusita, manganita, criptomelana e todorokita em proporções variadas nas proximidades da cidade de Quixadá, na Mina do Juá.

2.2.4 Mineralização de grafita

Segundo Fragomeni (2011), na região entre os povoados de Itans- Lagoinha e Pedra Branca (Folha Itapiúna), ocorrem disseminações de grafita em corpos de minério lenticulares com teores de carbono entre 1,5 e 8%. Além disso, na região de Pedra Branca, corpos de minérios distribuídos ao redor dos granitoides da Suíte Pedra Aguda possuem teores de carbono, entre 20 e 60%, e são caracterizados por minério maciço venular, dispostos em tramas *stockworks* e bolsões lenticulares. A reserva total estimada é de 17.289.200 t de protominério e 843.618 t de grafita contida, com destaque para o depósito do assentamento Nova Terra (Fazenda Lajes). O minério compreende corpos maciços de grafita, com até 10 metros de largura, além de áreas com grafita disseminada em paragnaisses aluminosos de alto-grau, com teores de até 32,48% de carbono gráfico (<http://www.laraexploration.com>).

Segundo Costa *et al.* (2015b), a grafita ocorre em xistos e paragnaisses aluminosos migmatíticos (kinzigitos) do Complexo Canindé e na faixa paraderivada de São José de Macaoca (Complexo Boa Viagem). São paragnaisses de alto grau, com sillimanita, granada e grafita, além de frequentes ocorrências de grafita em granitos peraluminosos (tipo S) da região Itapiúna, cujo protólito originou-se pela fusão parcial das rochas paraderivadas com grafita. Fragomeni & Pereira (2013) obtiveram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{V-PDB}}$ entre -20,83 e -27,03‰ em grafita maciça e disseminada, sugerindo derivação de matéria orgânica.

2.3 DEPÓSITO AURÍFERO PEDRA BRANCA

Este item reúne as informações geológicas e metalogenéticas até então disponíveis para o depósito aurífero Pedra Branca, levando em consideração os dados da empresa Jaguar Mining (Lopez, 2012) e os trabalhos de Costa (2018 e suas referências).

O projeto Pedra Branca teve exploração iniciada em 2007, por meio de uma parceria entre as empresas Jaguar Mining e Xstrata. Inicialmente, os trabalhos de exploração concentraram-se em duas grandes anomalias, Coelho e Mirador, nos quais resultados de mapeamento geofísico, geoquímica de sedimentos de drenagens e de solo indicaram teores de 2,3 a 2,5 g/t de Au. Em março de 2012, o grupo Jaguar Mining adquiriu 100% do projeto, que conta com uma área de 415.780 m², com 26 licenças de exploração, onde foram encontradas anomalias de ouro de até 4.027 ppb, com maior frequência para intervalos entre 11 e 50 ppb (Figura 4). Atualmente, o depósito Pedra Branca possui quatro alvos principais: Mirador, Coelho Central, Queimadas e Igrejinha. Sua mineralização apresenta teores que variam de 0,8 a 6,2 g/t de Au, com média de 2,0 g/t.

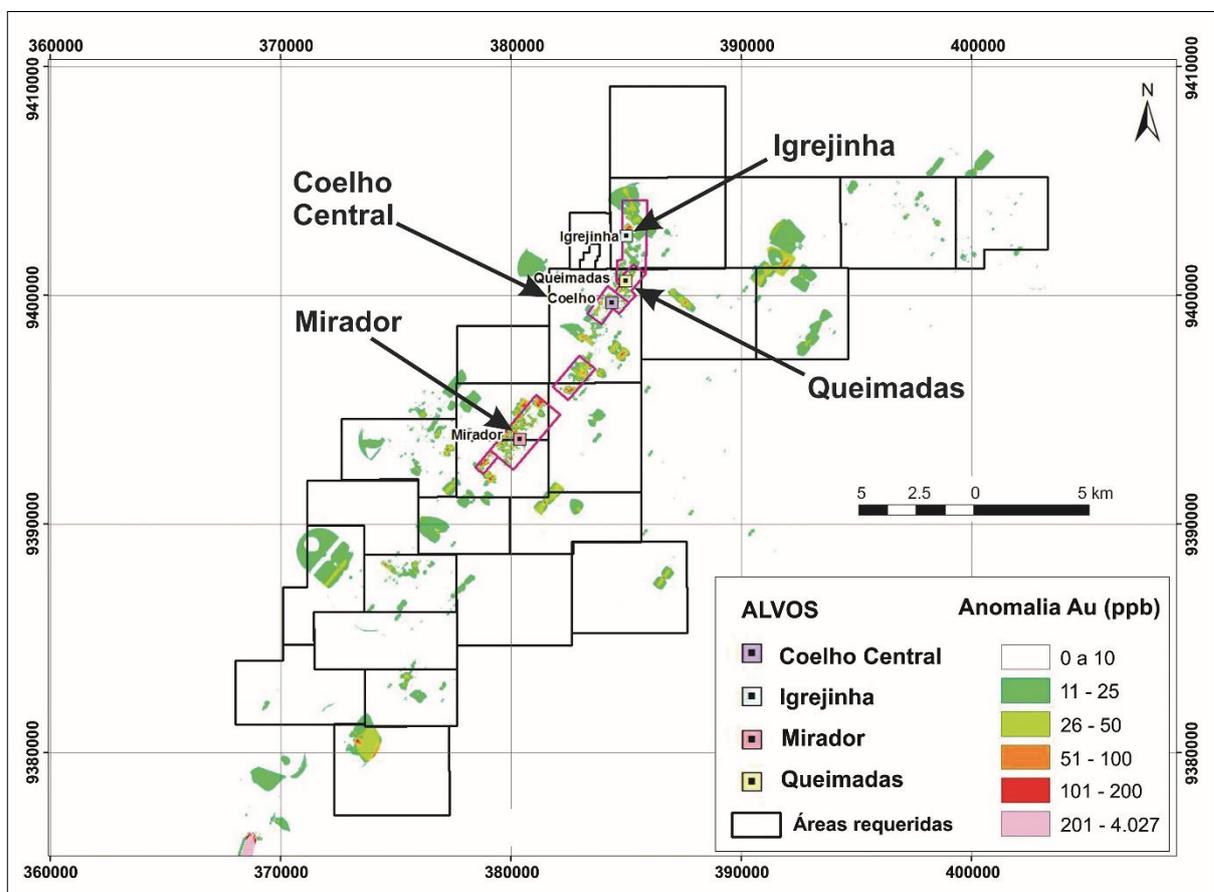


Figura 4 - Mapa de geoquímica de solo com resultados de anomalias de Au e a localização dos alvos do depósito aurífero Pedra Branca. Fonte: Modificado de (Lopez, 2012).

Até o último ano, as informações sobre o depósito restringiam-se a relatórios (Lopez, 2012) da Jaguar Mining. Segundo a empresa, a mineralização do depósito ocorre como lentes hospedadas ao longo de corpos anfibolíticos e no contato destes com corpos gnáissicos. A partir de 2014, o mapeamento geológico realizado pela CPRM reconheceu, além das rochas metassedimentares, rochas graníticas como hospedeiras do minério no depósito Pedra Branca e corpos graníticos mineralizados no entorno do depósito.

Costa (2018 e suas referências) identificou metatonalitos (alvo Mirador), metandesitos e rochas metassedimentares (alvo Queimadas) como principais hospedeiras do minério. Segundo os trabalhos deste autor, essas rochas foram afetadas por dois tipos principais de alterações hidrotermais: (i) alteração cálcio-silicática, com diopsídio, anfibólio cálcico, titanita, feldspato potássico, biotita, calcita, magnetita e ilmenita; e (ii) alteração sódica, registrada em zonas albitizadas. O ouro ocorre em teluretos de prata inclusos na titanita e na pirita e como partículas livres nos contatos entre os cristais de albita, associados também com magnetita. Cristais de titanita hidrotermal forneceram idades U-Pb (LA-ICPMS) de 2029 ± 27 (intercepto superior) e 573 ± 7 Ma (intercepto inferior), indicando mineralização paleoproterozoica, afetada fortemente por eventos neoproterozoicos (remobilização?). Aquele autor sugere que a mineralização do depósito Pedra Branca tenha sido controlada por dois estágios de exumação tectônica, sendo o primeiro riaciano, após o pico metamórfico regional em fácies anfibolito (~ 2029 Ma), e, o segundo no neoproterozoico (~ 575 Ma), com provável remobilização do ouro em nível crustal mais raso, em evolução associada à orogênese Brasileira/Pan-Africana.

3 RESULTADOS

3.1 ROCHAS HOSPEDEIRAS

No alvo Coelho Central, os furos de sondagens revelam a predominância de um conjunto metavulcânico máfico, representado essencialmente por anfibolitos moderadamente hidrotermalizados. Com base em critérios mineralógicos, esses litotipos foram definidos como ilmenita anfibolito e granada anfibolito, que são os principais hospedeiros do minério aurífero-sulfetado no alvo (Figuras 5 e 6). Encaixados neles, surgem, em intervalos centimétricos, metadacitos e metatonalitos também hidrotermalizados. Nos intervalos mais superficiais ocorrem, de modo restrito, intercalações centimétricas de granada-biotita anfibolito, biotita anfibolito e hornblenda-biotita xisto, em todos os casos incipientemente hidrotermalizadas e, consequentemente, sem relação com a mineralização.

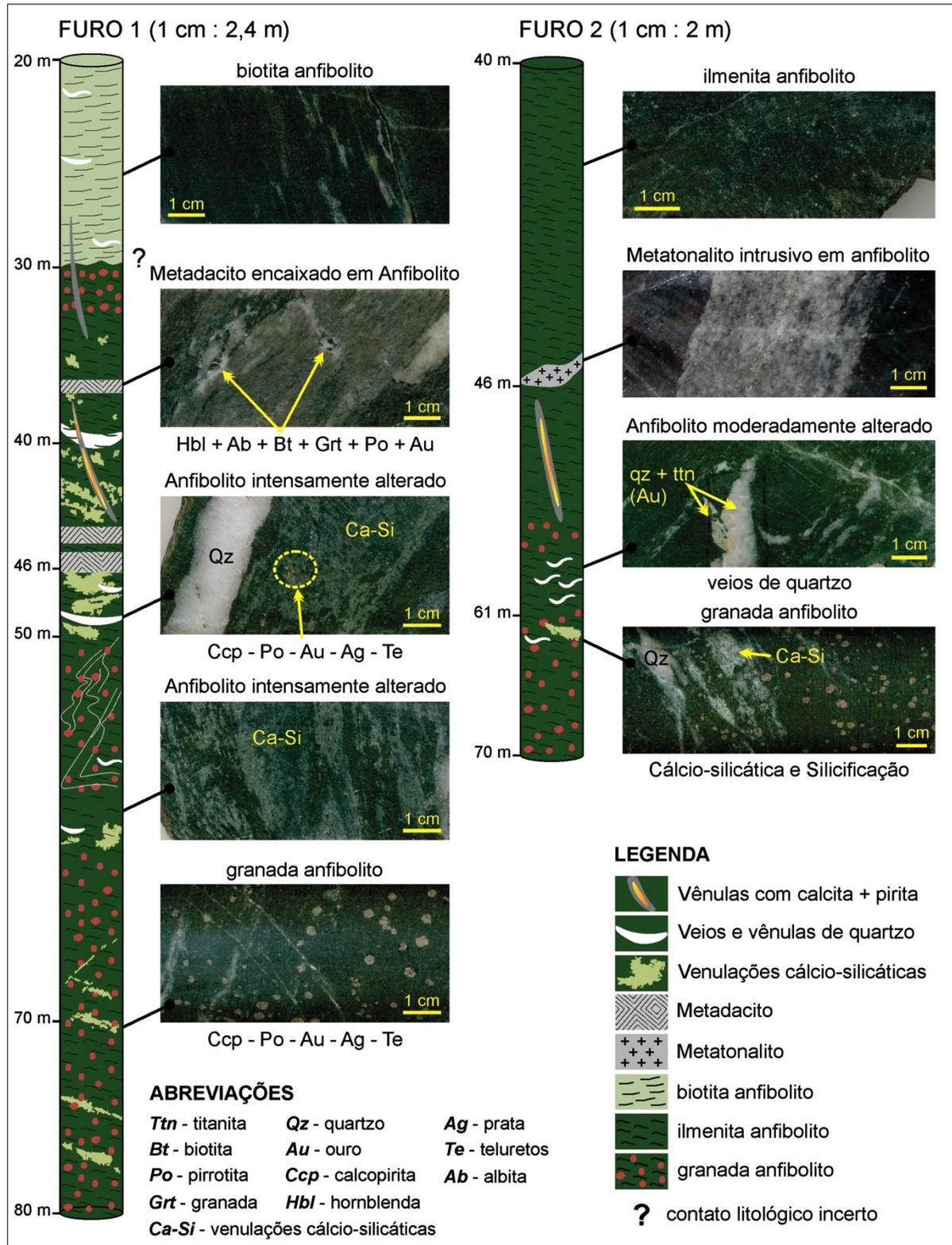


Figura 5 - Perfis esquemáticos dos furos de sondagem 01 e 02 do alvo Coelho Central, mostrando a distribuição dos principais litotipos hospedeiros, das alterações hidrotermais e da mineralização neles reconhecidos.

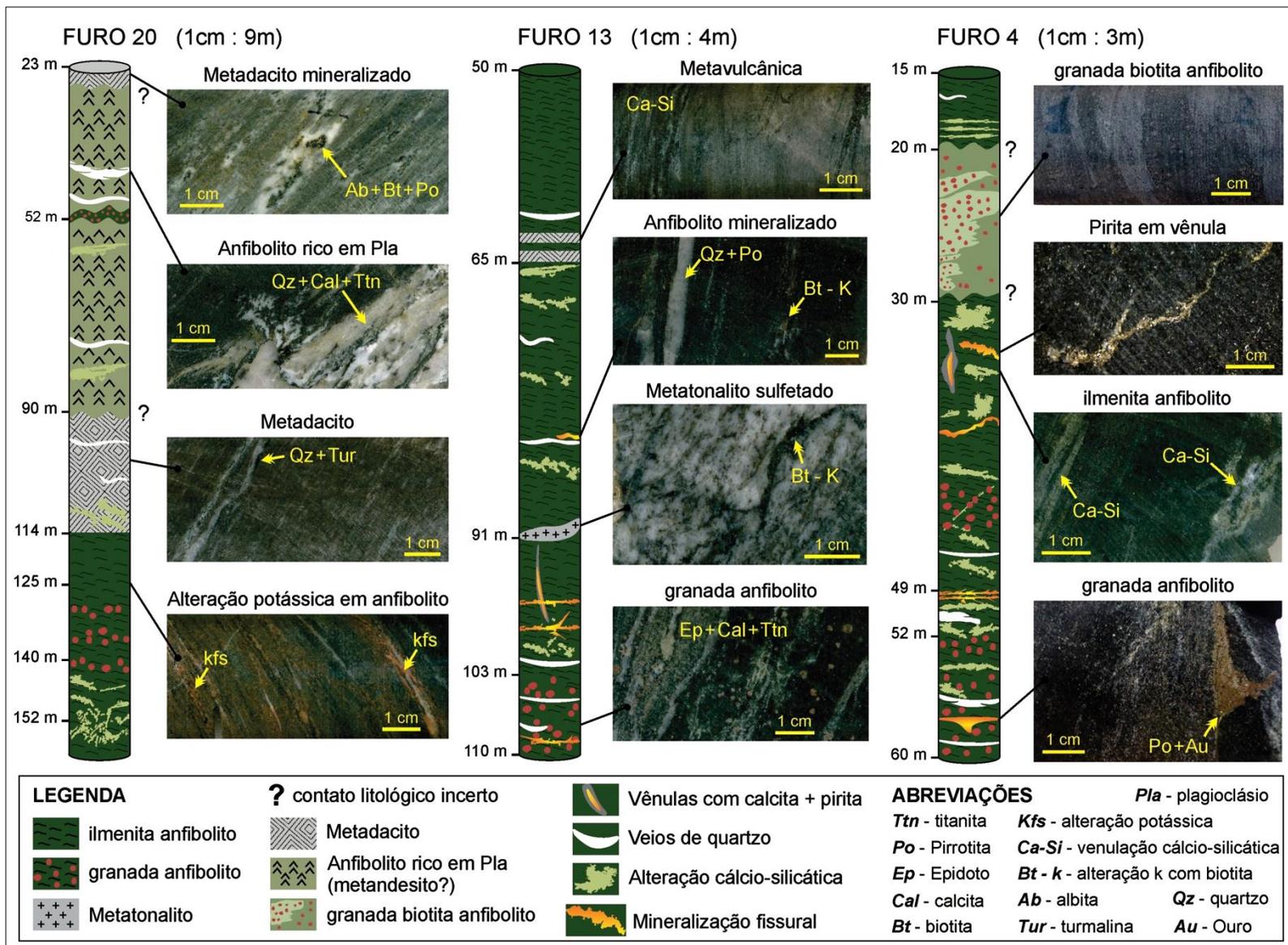


Figura 6 - Perfis esquemáticos dos furos de sondagem 20, 13 e 4, mostrando o modo de ocorrência dos litotipos hospedeiros, das alterações hidrotermais e mineralização.

3.1.1 Ilmenita anfibolito

É o litotipo de maior abundância no alvo Coelho Central. Exibe cor verde escura, granulação fina e, em amostra de mão, apresenta-se aparentemente sem trama tectônica mesoscópica (Figura 7A). Sua composição mineralógica essencial inclui hornblenda, plagioclásio, ilmenita e titanita. Quartzo, apatita, rutilo, scheelita e zircão são fases acessórias. Ao microscópio, mostra textura nematoblástica, caracterizada pela orientação dos cristais de hornblenda (Figura 7B). Ao longo dos perfis, observa-se uma variação na proporção modal de sua assembleia mineral. Em alguns intervalos, a assembleia mineral é composta por mais de 90% de hornblenda, em outros (p. ex. Furo 20), há predominância de plagioclásio (até 75%), nos quais o anfibolito exibe textura granoblástica marcante (Figura 7C), com contatos poligonizados ($\sim 120^\circ$) entre os cristais. Há também variação nas proporções modais de ilmenita e titanita, no entanto, de modo geral, há predominância do primeiro (Figura 7D). Geralmente seus cristais são xenoblásticos a subidioblásticos e concordantes à foliação da rocha, com cristais de ilmenita invadindo ou sendo bordejados por cristais de titanita, feição textural marcante dessa associação nesse litotipo (Figura 7E).

3.1.2 Granada anfibolito

Esse litotipo exibe granulação média, cor verde e foliação bem desenvolvida (Figura 8A). Sua assembleia metamórfica inclui hornblenda, granada, ilmenita, plagioclásio, titanita, apatita e quartzo. Biotita e clorita são raras e associadas a retrometamorfismo. A granada (15 a 20%) desenvolve porfiroblastos (< 1 cm) subidioblásticos, geralmente com inclusões de ilmenita e quartzo, caracterizando uma textura poiquiloblástica. Esses porfiroblastos estão dispersos em uma matriz composta essencialmente por cristais de hornblenda subidioblásticos (70 a 75%) dispostos em um arranjo nematoblástico, definindo a foliação desse litotipo (Figuras 8B e 8C). Localmente pode exibir textura granoblástica com arranjos poligonais (junções tríplices; $\sim 120^\circ$) (Figura 8D). A ilmenita ($\sim 5\%$) desenvolve agregados de finos cristais geralmente concordantes com a foliação (Figura 8E). O plagioclásio ($\sim 5\%$) ocorre comumente como cristais anédricos, no contato entre os cristais de granada e hornblenda (Figuras 8F e 8G).

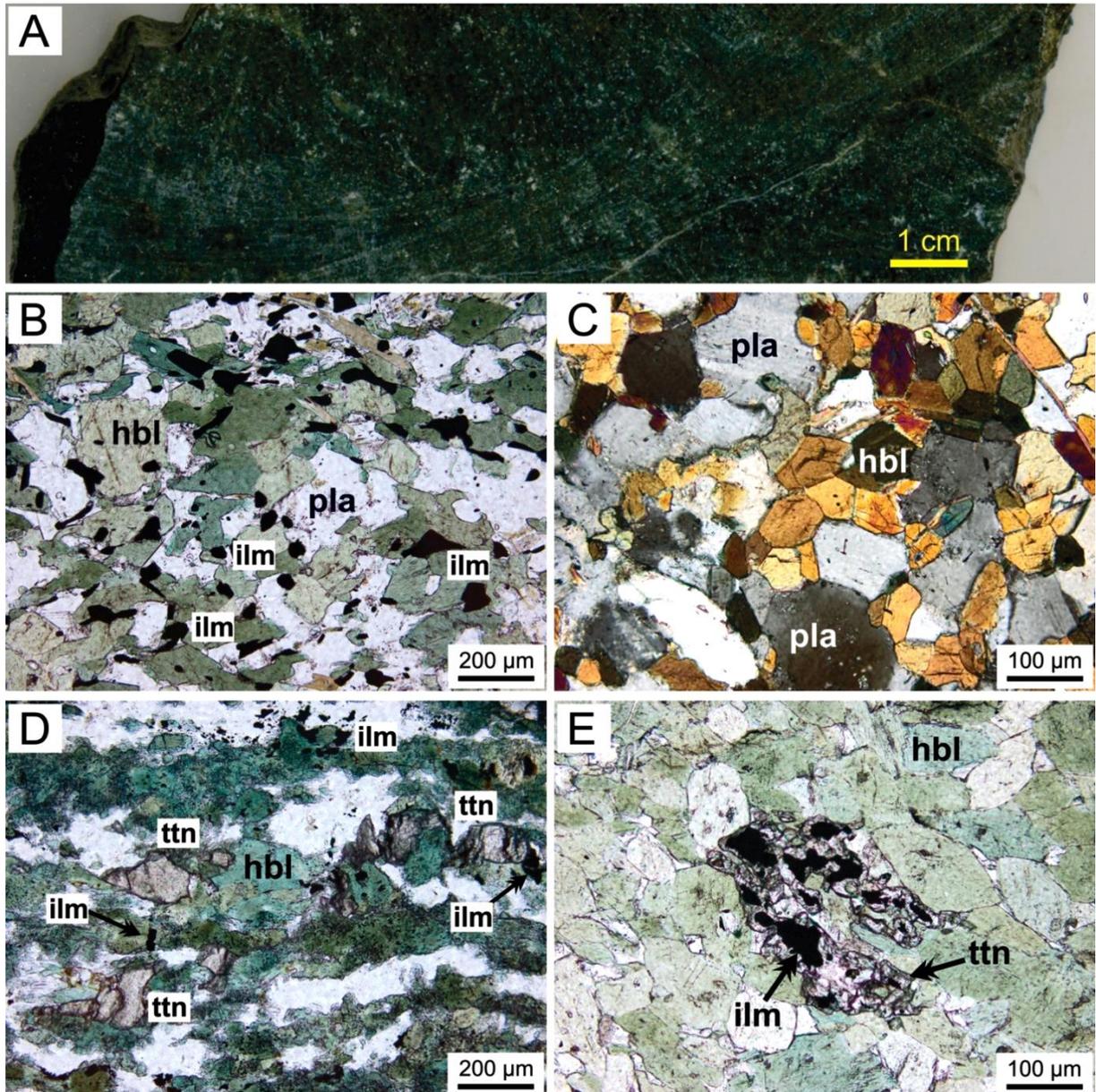


Figura 7 - Aspectos texturais e mineralógicos do litotipo ilmenita anfibólito. A) Testemunho de sondagem mostrando rocha de cor verde escuro, granulação fina e isotrópica. B) Paragênese metamórfica formada por hornblenda + plagioclásio + ilmenita. C) Textura granoblástica em intervalo no qual a paragênese metamórfica é rica em plagioclásio. D) Intervalo com predomínio de titanita sobre ilmenita na assembleia metamórfica. E) Ilmenita em substituição à titanita a partir do núcleo de seus cristais, feição textural marcante nesse litotipo. (Figuras 7B, 7D e 7E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figura 7C - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: hbl – hornblenda; ilm – ilmenita; pla – plagioclásio; ttn – titanita.).

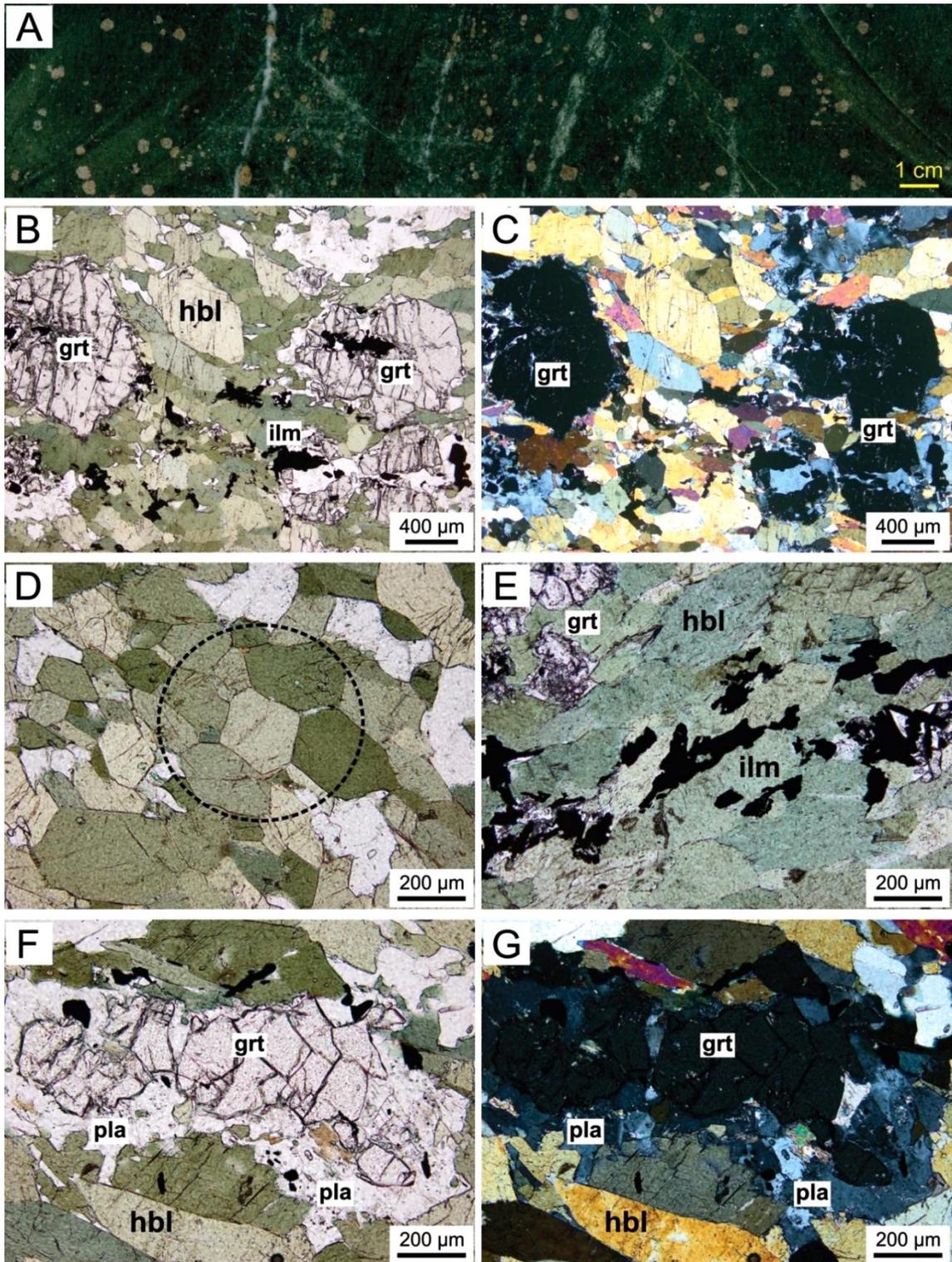


Figura 8 - Aspectos texturais e mineralógicos do litotipo granada anfíbolito. A) Testemunho de sondagem mostrando porfiroblastos de granada milimétricos dispersos em matriz fina de cor verde. B) e C) Porfiroblastos de granada em matriz dominada por hornblenda, com ilmenita associada. D) Cristais de hornblenda polygonizados em contatos tríplices (círculo). E) Agregado de cristais de ilmenita associados à hornblenda. F) e G) Plagioclásio intercrescido no contato entre granada e hornblenda. Detalhe para os contatos irregulares, indicando processos de substituição. (Figuras 8B, 8D, 8E e 8F - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 8C e 8G - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: grt – granada; hbl – hornblenda; ilm – ilmenita; pla – plagioclásio).

3.1.3 Metadacito

Está encaixado nos anfibolitos e mostra-se cortado por bolsões com plagioclásio, biotita e sulfetos, além de bolsões com hornblenda, plagioclásio e sulfetos (Figuras 9A e 9B). Exibe cor cinza, granulação fina e foliação incipiente. Ao microscópio, exibe uma matriz muito fina (Figuras 9C e 9D) com texturas de recristalização e deformação, como contatos serrilhados e lobulares entre os cristais, bordas irregulares, formação de subgrãos e cristais de plagioclásio com maclas encurvadas e rompidas (Figura 9E). Sua composição mineralógica essencial inclui plagioclásio (~65 a 70%), quartzo (20 a 25%) e biotita (~5%). A biotita desenvolve finas palhetas de cor marrom, orientadas, desenhando uma foliação incipiente, às quais se associam finos cristais de turmalina (<1%) (Figura 9F).

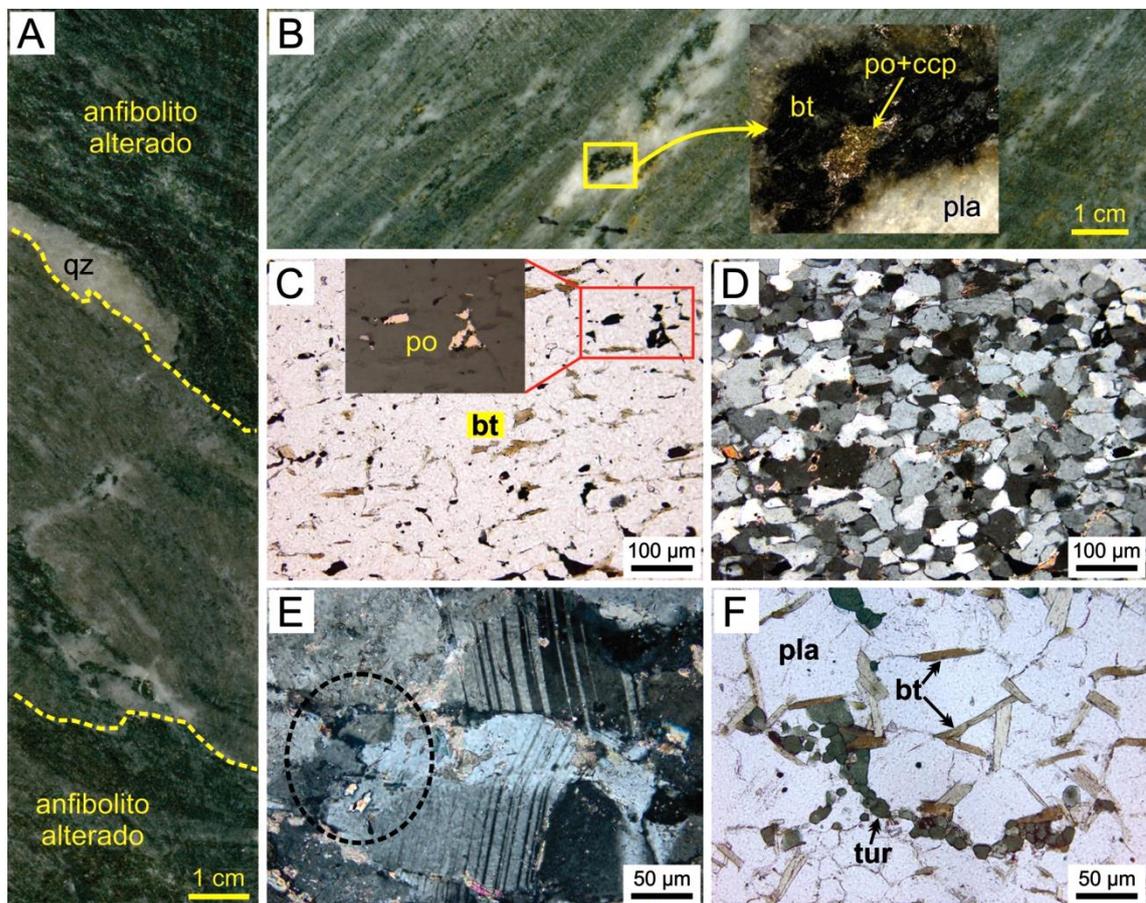


Figura 9 – Aspectos texturais e mineralógicos do metadacito do alvo Coelho Central. A) Metadacito encaixado em anfibolito em contato abrupto (linhas tracejadas em amarelo) e com alteração incipiente (bolsão com hornblenda e plagioclásio - porção central e inferior). B) Metadacito foliado alterado contendo biotita, plagioclásio (albita?) e sulfetos – ver detalhe. C) Finas lamelas de biotita orientadas, descrevendo foliação incipiente para a rocha. D) Imagem C em nicóis cruzados. E) Cristais de plagioclásio com maclas encurvadas (porção superior) e rompidas (porção inferior) e contatos irregulares (recristalização) (círculo). F) Aglomerados de finos cristais de turmalina associados à biotita. (Figuras 9A e 9B – testemunhos de sondagem. Figuras 9C e 9F - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 9D e 9E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados ABREVIATURAS: bt – biotita; ccp – calcopirita; pla – plagioclásio; po – pirrotita; qz – quartzo; tur – turmalina).

3.1.4 Metatonalito

Representado por um intervalo centimétrico, é intrusivo no anfibolito (Figura 10A). Exibe cor cinza, textura equigranular, granulação grossa e foliação pronunciada (Figura 10B). Mineralogicamente é constituído por plagioclásio (70 a 75%), quartzo (20 a 25%) e biotita (<5%). Zircão, hornblenda e apatita compõem a assembleia acessória. Microscopicamente, exibe textura granular alotriomórfica fracamente preservada de deformação (Figura 10C). Cristais de plagioclásio e quartzo exibem abundantes feições de recristalização, tais como bordas recristalizadas e formação de subgrãos, e deformação, mostrando maclas encurvadas, com formação incipiente de texturas do tipo *kink bands* e sombras de pressão (Figura 10D). A biotita forma lamelas de cor marrom alaranjado orientadas marcando a foliação da rocha, podendo desenvolver feições miloníticas incipientes, juntamente com os cristais de plagioclásio. Aparece em microzonas de cisalhamento como aglomerados de cristais concordantes à foliação da rocha (Figura 10E). É comum a presença de pirrotita e calcopirita associados às lamelas de biotita (Figura 10F).

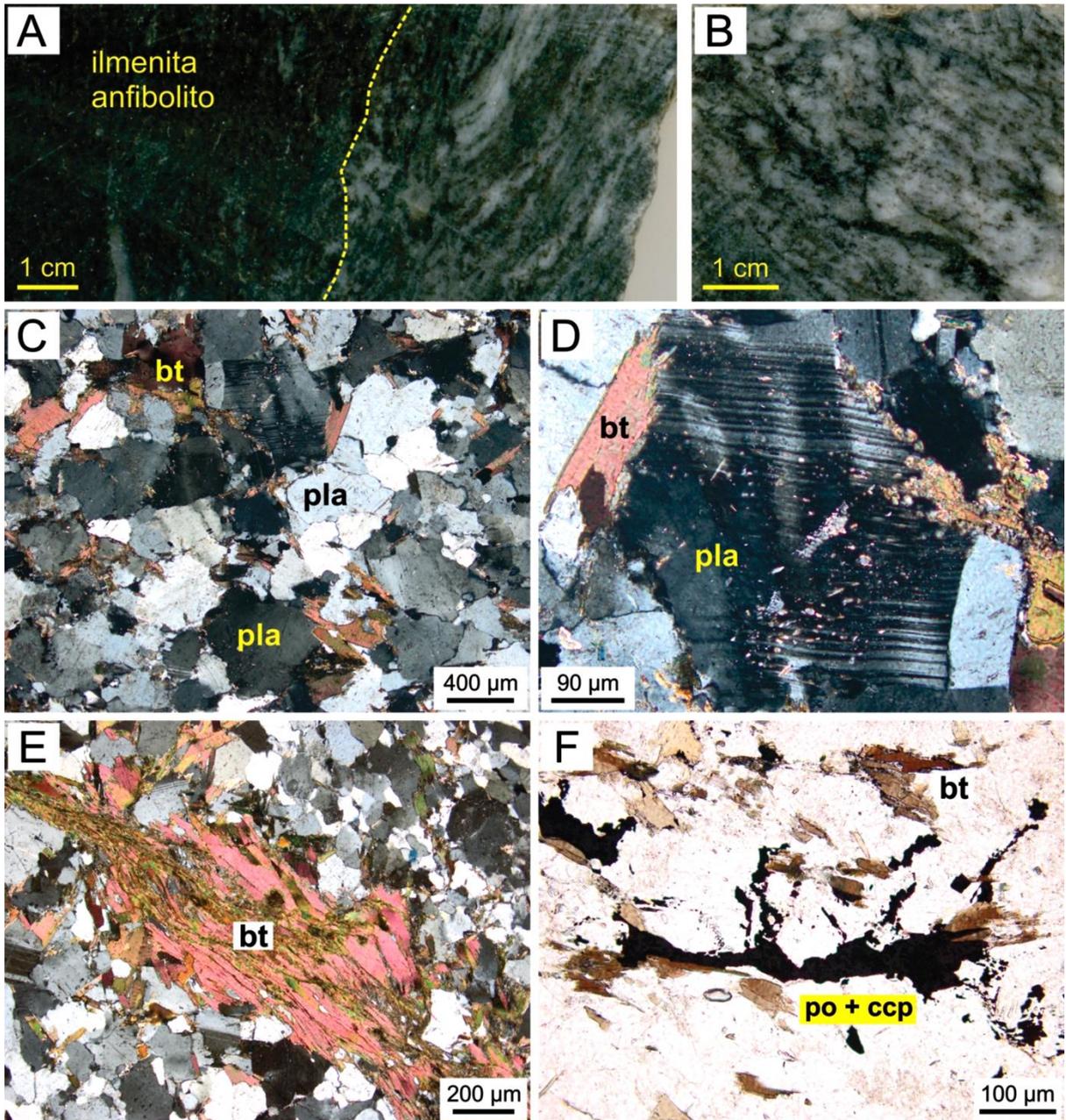


Figura 10 – Aspectos texturais e mineralógicos do metatonalito. A) Provável contato (linha tracejada em amarelo) entre o metatonalitos com foliação bem desenvolvida e o ilmenita anfibolito encaixante. B) Metatonalito com foliação bem desenvolvida. C) Cristais de plagioclásio, biotita e quartzo em arranjo granular alotriomórfico. D) Cristal de plagioclásio com maclas encurvadas, formando textura *kink band* incipiente, e bordas contornadas por finas lamelas de biotita. E) Porção rica em cristais lamelares de biotita orientados, marcando a foliação da rocha. F) Pirrotita e calcopirita associadas a lamelas de biotita. (Figuras 10A e 10B - testemunhos de sondagem. Figuras 10C, 10D e 10E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados. Figura 10F - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados ABREVIATURAS: bt – biotita; ccp – calcopirita; pla – plagioclásio; po – pirrotita).

3.2 ESTÁGIOS E ASSEMBLEIAS HIDROTERMAIS

No alvo Coelho Central o hidrotermalismo provocou modificações texturais e cristalização de novas fases minerais em níveis moderados nos litotipos hospedeiros, sobretudo nas porções mais profundas dos furos de sondagem, onde predominam os anfíbolitos. Os tipos de alterações mais abundantes são venulações cálcio-silicáticas, venulações ricas em hornblenda + albita + biotita, alteração potássica, veios de quartzo e carbonatação, enquanto cloritização e bolsões com epidoto + titanita + calcita ocorrem de modo muito incipiente. Podem ser agrupadas em alterações sin-mineralização e pós-mineralização, sendo dispostas cronologicamente em: (i) *venulações cálcio-silicáticas*, (ii) *venulações com hornblenda + albita + biotita*, (iii) *biotitização*, (iv) *veios de quartzo*, tipos contemporâneos à mineralização, e (v) *bolsões com epidoto + titanita + calcita*, (vi) *cloritização* e (vii) *carbonatação*, posteriores ao estágio mineralizante.

3.2.1 Alteração com diopsídio + titanita + calcita (Venulações Cálcio-Silicáticas)

Aparecem como venulações cinza esverdeadas principalmente nos anfíbolitos, modificando parcialmente a textura desses litotipos, destruindo a foliação dos mesmos (Figuras 11A a 11C). Sua assembleia mineral é composta por diopsídio, titanita, calcita, epidoto, plagioclásio, com scheelita e feldspato potássico subordinados. Substitui principalmente os cristais de hornblenda e plagioclásio (Figuras 11D a 11F). Pirrotita, calcopirita, pentlandita e Co-pentlandita são os sulfetos mais comuns nessa alteração (Figura 11G), ocorrendo também em massas de diopsídio (Figuras 11H e 11I).

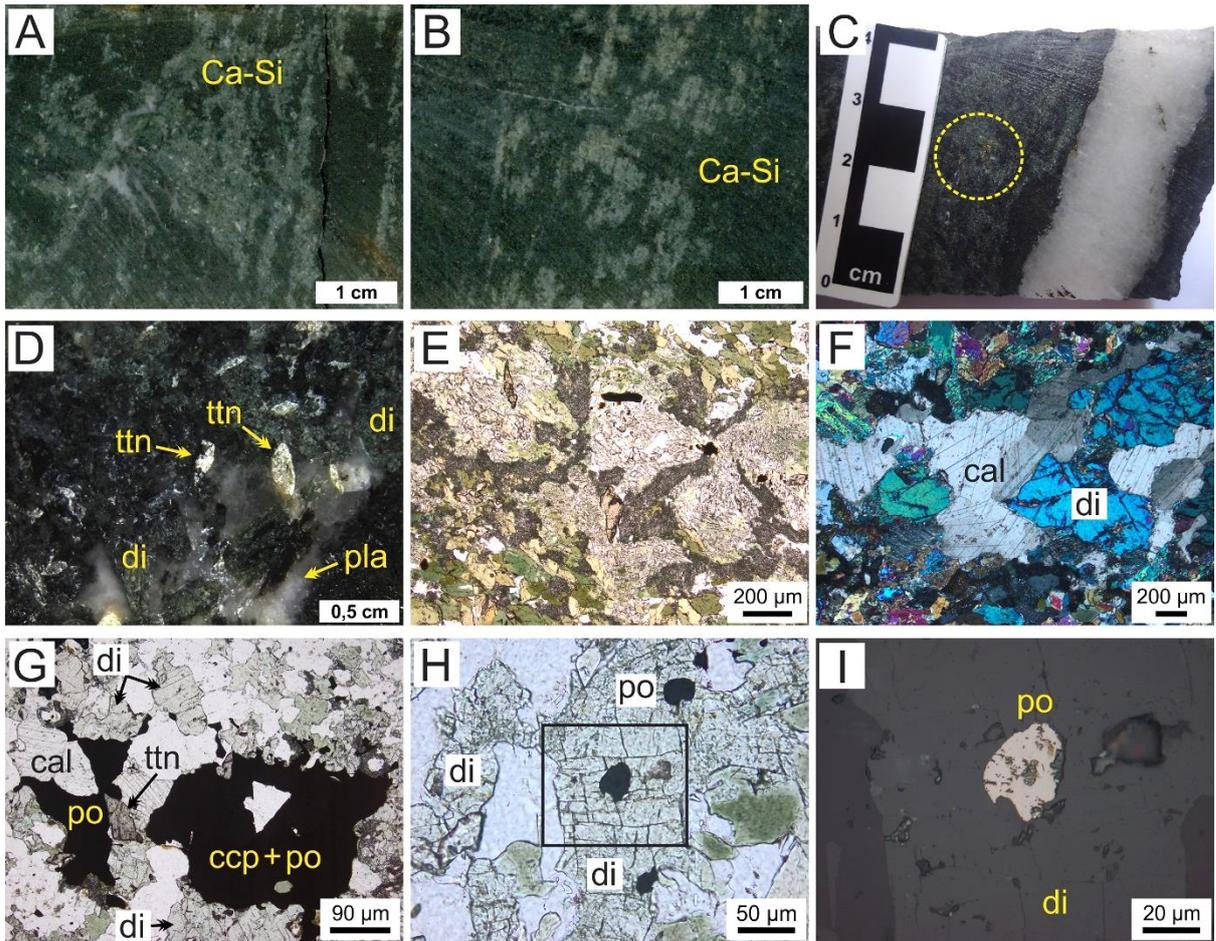


Figura 11 – Venulações cálcio-silicáticas no alvo Coelho Central. A) e B) Zonas de alteração cálcio-silicática de cor cinza esverdeada alterando anfíbolito. C) Zona de alteração cálcio-silicática com sulfetos disseminados (círculo tracejado) cortada por veio de quartzo leitoso. D) Detalhe em lupa para associação entre cristais de titanita, plagioclásio e diopsídio. E) Aspecto microtextural da alteração cálcio-silicática nos anfíbolitos. F) Calcita e diopsídio em microvênula cortando anfíbolito. G) Associação diopsídio, titanita, calcita e sulfetos (calcopirita e pirrotita) em anfíbolito. H) Finos cristais de pirrotita inclusos em cristal de diopsídio. O retângulo preto é referente à fotomicrografia da imagem I, em luz refletida, mostrando pirrotita inclusa em diopsídio. (Figuras 11A a 11D - testemunhos de sondagem. Figuras 11E, 11G e 11H - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figura 11F - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: Ca-Si – Venulações cálcio-silicáticas; cal – calcita; ccp – calcopirita; di – diopsídio; pla – plagioclásio; po – pirrotita; ttn – titanita).

3.2.2 Venulações com hornblenda + albita + biotita

Foram observadas exclusivamente nas rochas metavulcânicas, nas quais formam venulações centimétricas (Figuras 12A a 12C). Aparecem também nos contatos entre essas rochas e os anfíbolitos. Hornblenda, albita, biotita, pirrotita e granada são as principais fases minerais. A hornblenda desenvolve cristais de granulação grossa (> 1,0 cm), verdes, associados a cristais muito finos de granada e pirrotita (Figura 12D). Envolvendo a hornblenda, em contato abrupto com as rochas metavulcânicas encaixantes, ocorrem faixas milimétricas ricas em albita, pirrotita (*ver item “Mineralização”*) e biotita, com granada, titanita e apatita associadas (Figuras 12E a 12I).

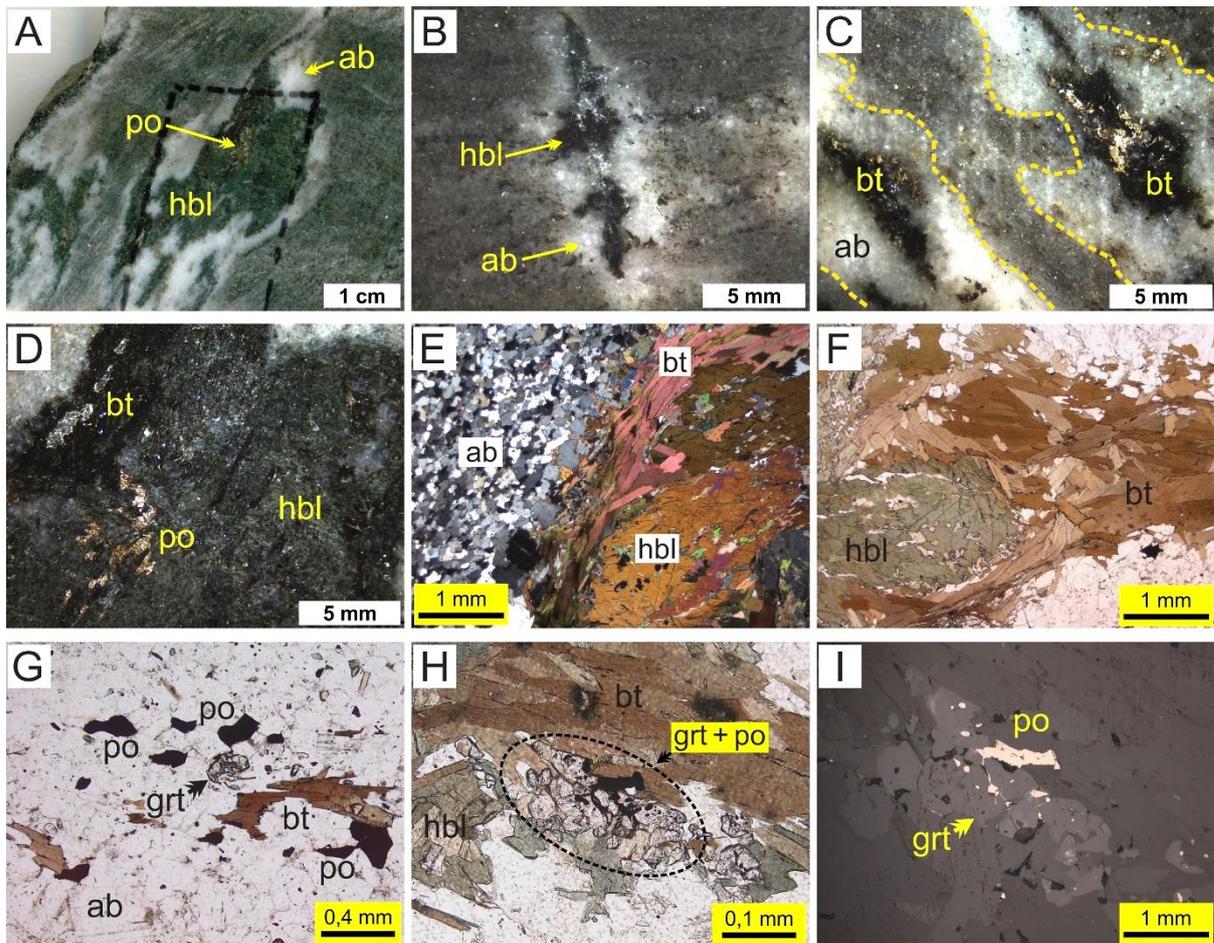


Figura 8 – Aspectos texturais e mineralógicos de venulações ricas em hornblenda, albita e biotita. A) Bolsão com hornblenda grossa e pirrotita, envelopado por albita em contato abrupto com metadacito. B) Bolsão com hornblenda e albita sem ocorrência de sulfetos. C) Venulações ricas em albita, biotita e pirrotita cortando metadacito. D) Finos cristais de pirrotita associados a cristal grosso de hornblenda e biotita. E) Cristal de hornblenda contornado por lamelas de biotita, em contato com cristais muito finos de albita. F) Lente rica em biotita contornado cristal de hornblenda. G) Domínio rico em plagioclásio, com biotita, pirrotita e granada associados. H) Agregados de cristais muito finos de granada + pirrotita no contato entre hornblenda e biotita. I) Fotomicrografia em luz refletida mostrando pirrotita incluída e nas fraturas dos cristais e granada. (Figuras 12A a 12D - testemunhos de sondagem. Figuras 12F a 12H - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figura 12E - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: ab – albita; bt – biotita; grt – granada; hbl – hornblenda; po – pirrotita).

3.2.3 Alteração Potássica

Ocorre de modo fissural, formando níveis milimétricos a centimétricos, concordantes e discordantes à foliação dos anfibolitos (Figuras 13A e 13B). Ao longo dos furos de sondagem, alguns intervalos exibem evidências texturais de sobreposição desse estágio à alteração cálcio-silicática (Figura 13C). Sua assembleia hidrotermal inclui: biotita, calcita, pirrotita, ilmenita, calcopirita, pirita, turmalina e granada, com feldspato potássico e quartzo subordinados (Figuras 13D a 13F). Nas rochas da sequência superior, desenvolve-se de forma incipiente,

incluindo apenas a associação biotita e calcita. Dentre os diversos intervalos alterados, os mais ricos em biotita são aqueles de maior abundância em sulfetos, sobretudo pirrotita e pirita. Neles, a foliação do anfibolito é obliterada por foliação posterior relacionada ao crescimento e deformação de lamelas de biotita hidrotermal, às quais estão associados cristais de pirita e pirrotita também deformados (estirados e dobrados) (Figuras 13G a 13I). Além disso, essa alteração pode manifestar-se pela ocorrência de feldspato potássico pervasiva- e fissuralmente (Figura 13J), com alguma ocorrência de sulfetos, sendo calcopirita e pirrotita as espécies mais comuns (Figuras 13K e 13L).

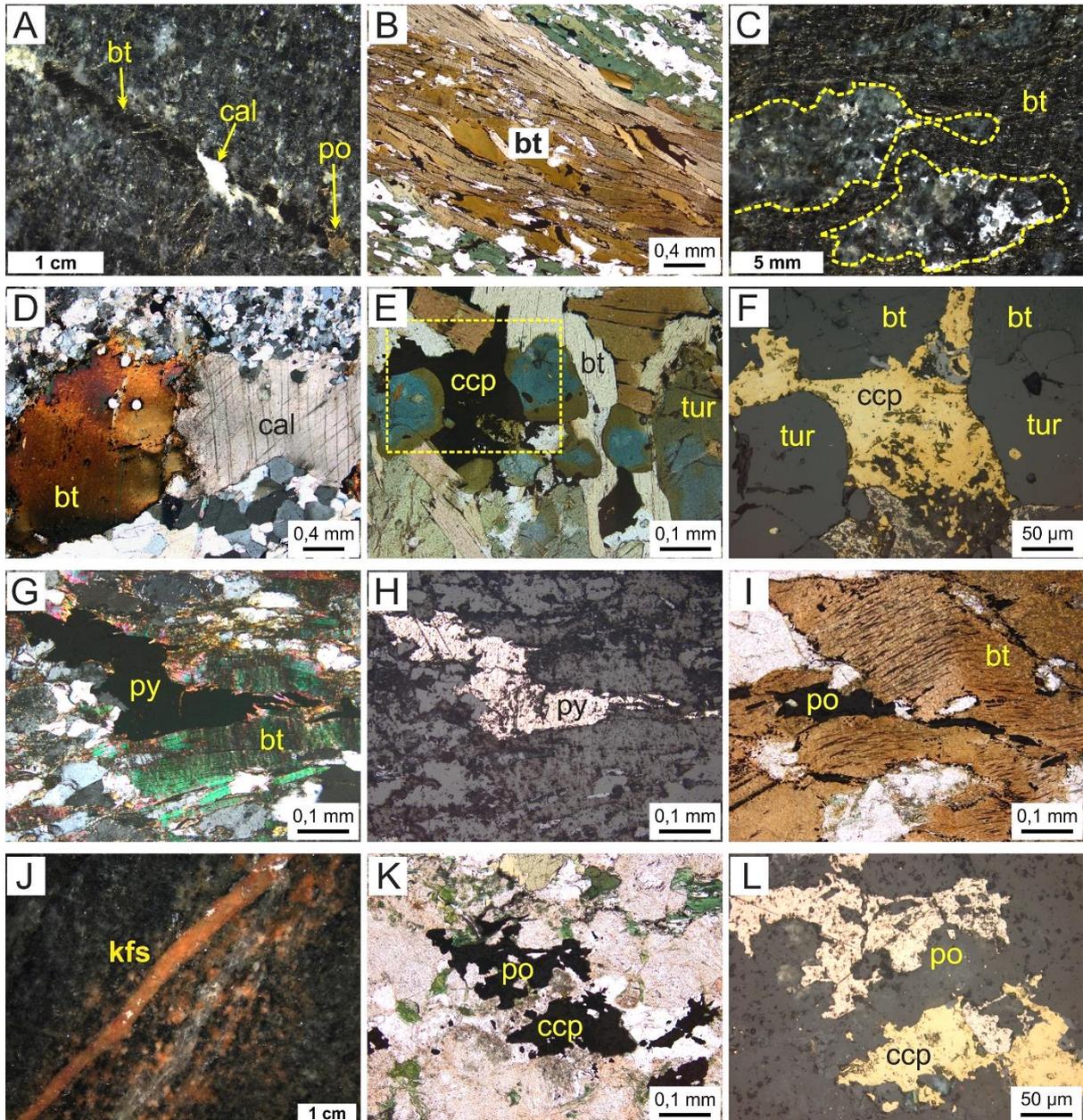


Figura 13 – Alteração potássica no alvo Coelho Central. A) Vênula milimétrica de biotita com pirrotita e calcita associados, cortando ilmenita anfibolito discordantemente à sua foliação. B) Microvênula de biotita cortando anfibolito. C) Biotitização pervasiva sobreposta à alteração cálcio-silicática (regiões tracejadas em amarelo). D) Associação biotita + calcita hidrotermais em metadacito. E) Biotitização pervasiva com turmalina e calcopirita associados. F) Imagem em luz refletida referente à área tracejada em amarelo na imagem E. Calcopirita nos interstícios dos cristais de biotita e turmalina. G) Zona biotitizada com cristal de pirrotita deformado com feição cinemática dextral. H) Imagem H sob luz refletida. I) Cristal de pirrotita associado à lamela de biotita com clivagens deformadas. J) Feldspato potássico venular e pervasivo em anfibolito. K) zona potassificada com ocorrência da associação pirrotita + calcopirita e seu detalhe em luz refletida (Figura L). (Figuras 13A, 13C e 13J – imagens de em lupa de testemunhos de sondagem. Figuras 13B, 13E, 13I e 13K - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 13D e 13G - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis cruzados ABREVIATURAS: ab – albita; bt – biotita; cal – calcita; ccp – calcopirita; kfs – feldspato potássico; po – pirrotita; tur – turmalina).

3.2.4 Veios de quartzo

A silicificação está materializada por veios e vênulas de quartzo que ocorrem encaixadas nos anfibolitos (Figura 14A e 14B) e nos contatos entre estes e os metadacitos. Fazem contatos abruptos, são concordantes/subparalelos ao plano de foliação dos anfibolitos e costumam cortar zonas afetadas pelas venulações cálcio-silicáticas, indicando caráter posterior a essa alteração. No contato entre as vênulas e o anfibolito encaixante podem se formar halos milimétricos ricos em biotita (Figura 14C), indicando provável contemporaneidade entre essas fases. As variedades poliminerálicas são raras, além de biotita, incluem traços de titanita, pirrotita, pirita, turmalina e calcita (Figuras 14D a 14H). Em ambos os casos (vênulas mono- e poliminerálicas), o quartzo forma cristais com forte extinção ondulante e subgrãos, indícios da atuação de processos deformacionais e recristalização. Apesar das diferenças mineralógicas, não foram observadas relações temporais entre as duas variedades de vênulas.

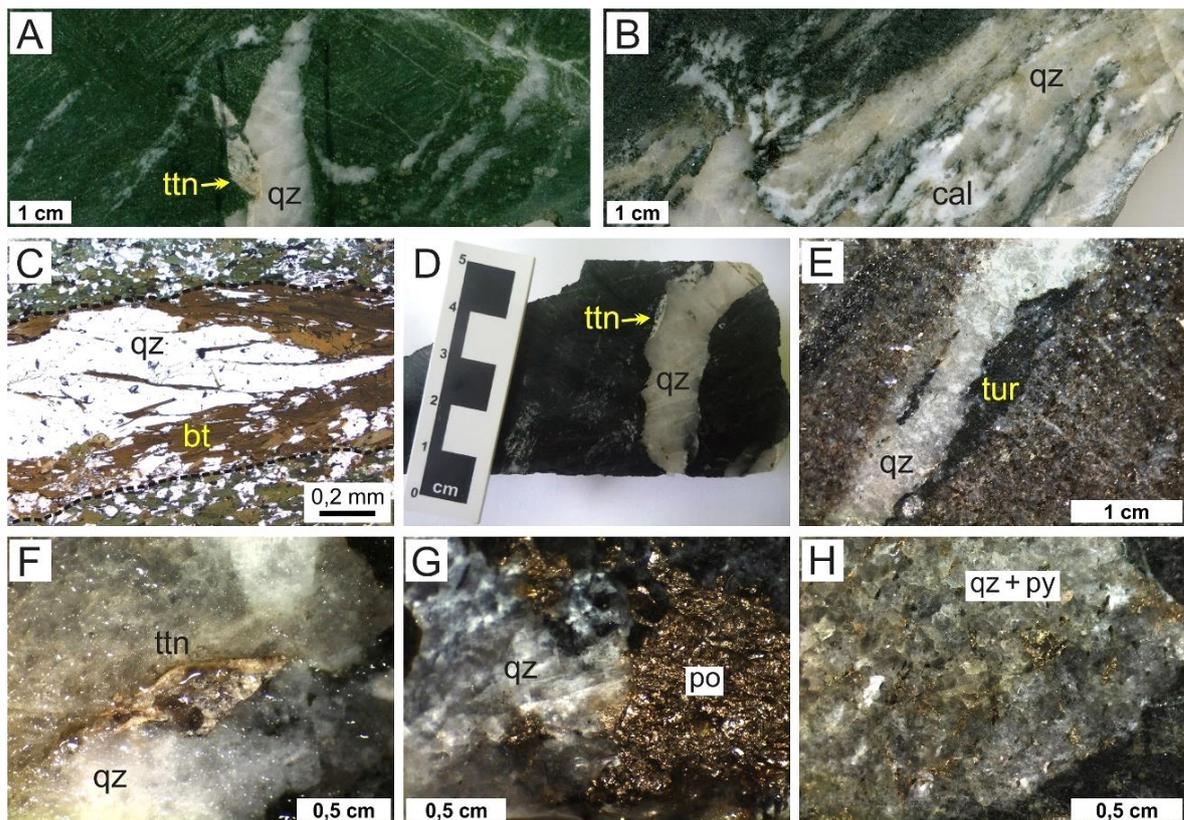


Figura 14 – Testemunhos de sondagem de veios de quartzo do alvo Coelho Central. A) Vênula de quartzo + titanita com feições de dobramento, hospedada em granada anfibolito. B) Veio de quartzo + calcita deformado encaixado em anfibolito rico em plagioclásio. C) Fotomicrografia em luz transmitida de microvênula de quartzo com biotita nas bordas encaixada em anfibolito. D) Veio de quartzo estéril com titanita associada. E) Imagem em lupa mostrando vênula de quartzo + turmalina não mineralizada, encaixada em metadacito. F) Detalhe em lupa para cristal idioblástico de titanita em veio de quartzo. G) Imagem em lupa, destacando a associação quartzo + pirrotita em bolsão centimétrico. H) Imagem em lupa, mostrando bolsão de quartzo com pirita associada (pontos luminosos). (ABREVIATURAS: bt – biotita; cal – calcita; po – pirrotita; py – pirita; qz – quartzo; ttn – titanita; tur – turmalina.).

3.2.5 Estágios hidrotermais pós-mineralização

Compreende um grupo de três tipos de alterações distintas, em ordem cronológica, (i) *bolsões com epidoto, titanita e calcita*, (ii) *cloritização* e (iii) *carbonatação*. As duas primeiras são as alterações de menor expressão no Alvo Coelho Central.

Bolsões com epidoto, titanita e calcita foram observados nas porções mais profundas dos furos de sondagem, em alteração ao litotipo granada anfibolito (Figuras 15A e 15B). Nessa associação, as fases hidrotermais formaram-se em consumo pervasivo de hornblenda e granada, marcando um estágio de alteração tardia sem sulfetação associada.

A cloritização compreende a associação clorita + epidoto \pm carbonato \pm prehnita (Figuras 15C e 15D). A clorita ocorre em dois tipos texturais: (i) finos cristais lamelares disseminados, de cor verde sob luz natural e cor de interferência anômala e (ii) cristais incolores com hábito radial em microvênulas associados a carbonato (Figuras 15E e 15F). Além de substituir hornblenda e plagioclásio, a clorita substitui também cristais de biotita hidrotermal presentes em vênulas sulfetadas.

A carbonatação representa o último estágio hidrotermal reconhecido nas rochas do alvo Coelho Central e a mais expressiva alteração pós-mineralização. Desenvolve-se em estilo fissural, com calcita precipitada em fraturas e falhas em regime rúptil/dúctil, predominantemente discordantes à foliação dos anfibolitos e dos demais litotipos afetados. Formam-se assim vênulas milimétricas que cortam também todos os produtos hidrotermais anteriores (Figura 15G). São enriquecidas em pirita, representando o último estágio de precipitação ou remobilização de sulfetos durante eventos deformacionais na área do depósito (Figuras 15H a 15K).

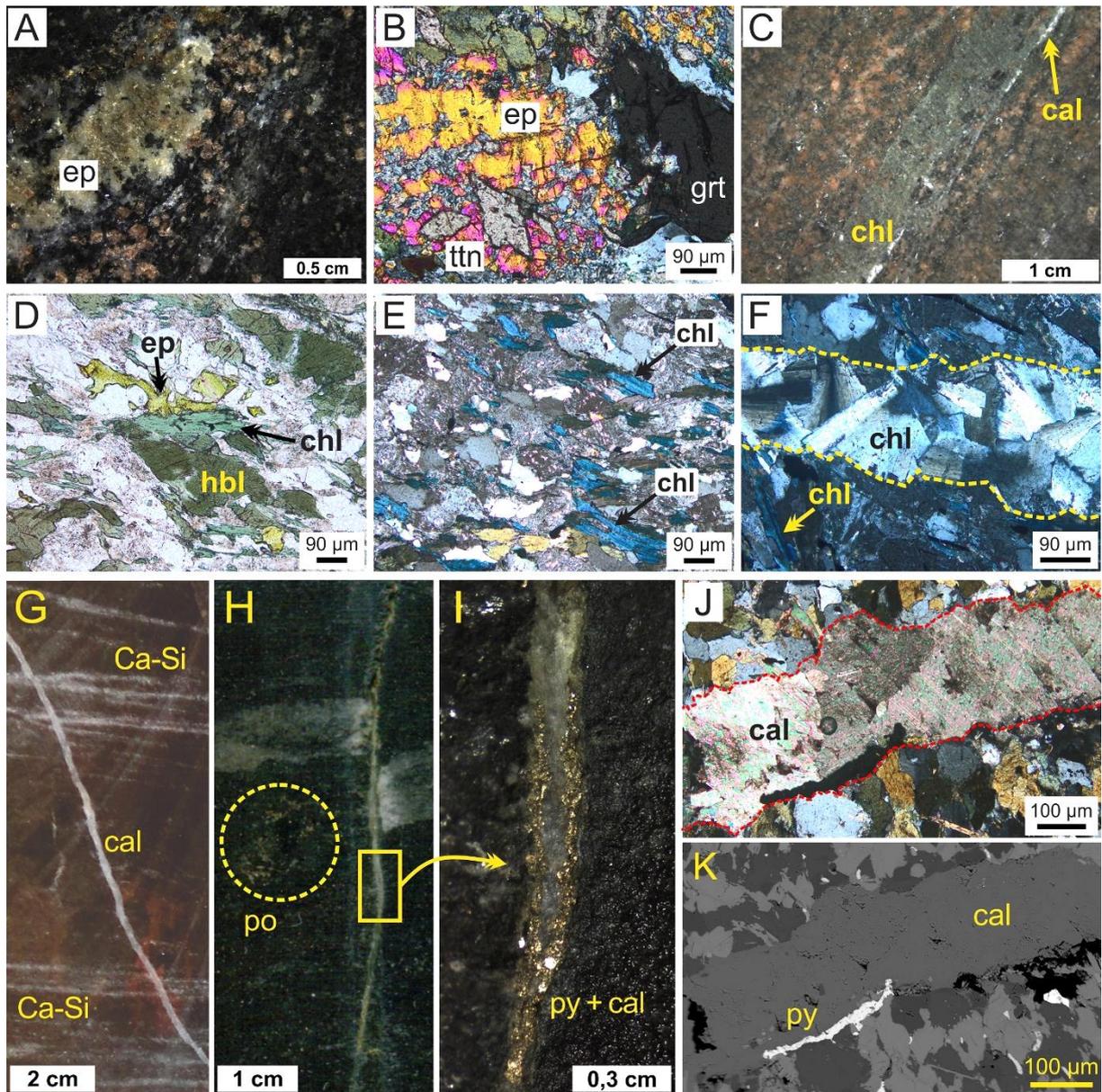


Figura 9 – Alterações hidrotermais pós-mineralização no alvo Coelho Central. A) Imagem em lupa de bolsão com epidoto e calcita em granada anfibolito. B) Epidoto e titanita substituindo hornblenda e granada. C) Imagem em lupa de porção cloritizada em anfibolito potassificado. D) Finos cristais de clorita orientados e disseminados em substituição pervasiva de cristais de plagioclásio. Notar a cor de interferência anômala dos cristais de clorita. E) Finos cristais de clorita orientados e disseminados em anfibolito rico em plagioclásio. F) Microvênula de clorita em cristais com hábito radial (área tracejada amarela). G) Vênula de calcita cortando zonas alteradas por venulações cálcio-silicáticas (Ca-Si) (faixas esbranquiçadas). H) Calcita e pirita em falha. Notar concentração de finos cristais de pirrotita aparentemente concordantes à foliação do anfibolito (círculo tracejado em amarelo). I) Detalhe do retângulo em amarelo na imagem H, mostrando a associação calcita + pirita. J) e K) Microvênula de calcita com pirita na parede, associação comum no alvo Coelho Central e sua imagem de elétrons retroespalhados (ERE-MEV). (Figuras 15A, 15C, 15G, 15H e 15I - imagens de testemunhos de sondagem. Figura 15D - fotomicrografia em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 15B, 15E, 15F e 15J - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis cruzados. ABREVIATURAS: cal – calcita; chl – clorita; ep – epidoto; grt – granada; hbl – hornblenda; po – pirrotita; py – pirita; ttn – titanita.).

3.3 MINERALIZAÇÃO

No alvo Coelho Central, o minério aurífero está associado predominantemente a um estágio de sulfetação (fissural e disseminado), assinalado pela paragênese pirrotita + calcopirita \pm pentlandita \pm Co-pentlandita (Figuras 16A a 16C), que tem sua abundância diminuída em direção ao topo dos furos de sondagem. Sulfetos e ouro ocorrem nos interstícios dos cristais de hornblenda e plagioclásio, muitas vezes coincidindo com zonas potassicadas ricas em biotita (Figuras 16D a 16H). A pirrotita é o sulfeto mais abundante, com calcopirita, pentlandita e Co-pentlandita aparecendo comumente como inclusões e exsoluções em seus cristais. Pirita e ilmenita surgem como fases minerais tardias em substituição parcial. O ouro ocorre como ligas muito finas, contendo teores de Ag e Cu, inclusas na pirrotita e calcopirita e no contato entre cristais de calcopirita e Co-pentlandita (Figuras 16I e 16J). Micropartículas de hessita (Ag_2Te), telurobismutita (Bi_2Te_3), melonita (NiTe_2), altaíta (PbTe), telúrio e enxofre nativos são encontradas em abundância associadas a esses sulfetos (Figuras 16K e 16L).

Embora haja ocorrência de sulfetos em todos os tipos de alterações hidrotermais reconhecidos, a ocorrência significativa é reconhecida nas venulações cálcio-silicáticas, venulações ricas em hornblenda, albita e biotita, alteração potássica e veios de quartzo. No primeiro, a paragênese compreende pirrotita + calcopirita \pm pentlandita \pm Co-pentlandita (Figuras 17A e 17B). Quando observadas em MEV, mostram-se associadas (especialmente e como inclusões) a estas fases partículas muito finas de melonita e enxofre (80 a 89% de S) (Figura 17C). Zonas de alteração com plagioclásio e hornblenda são ricas em pirrotita, às quais associam-se micropartículas de ouro (Figuras 17D a 17F). Em zonas biotitizadas, pirrotita e calcopirita são os sulfetos mais comuns (Figura 17G) e aparecem intensamente substituídos por abundantes cristais de ilmenita e pirita. No estágio de silicificação, veios e bolsões de quartzo sulfetados são raros e de dimensões milimétricas. Particularmente nesses casos, pirrotita, pirita e calcopirita aparecem em aparente equilíbrio textural. Nessa associação, foram observadas diminutas partículas de melonita associadas e inclusões muito finas de petzita (Ag_3AuTe_2) em cristais de pirrotita (Figuras 17H a 17K). Ligas de Au-Ag-Cu foram observadas em vênulas não sulfetadas contendo titanita (Figura 17L).

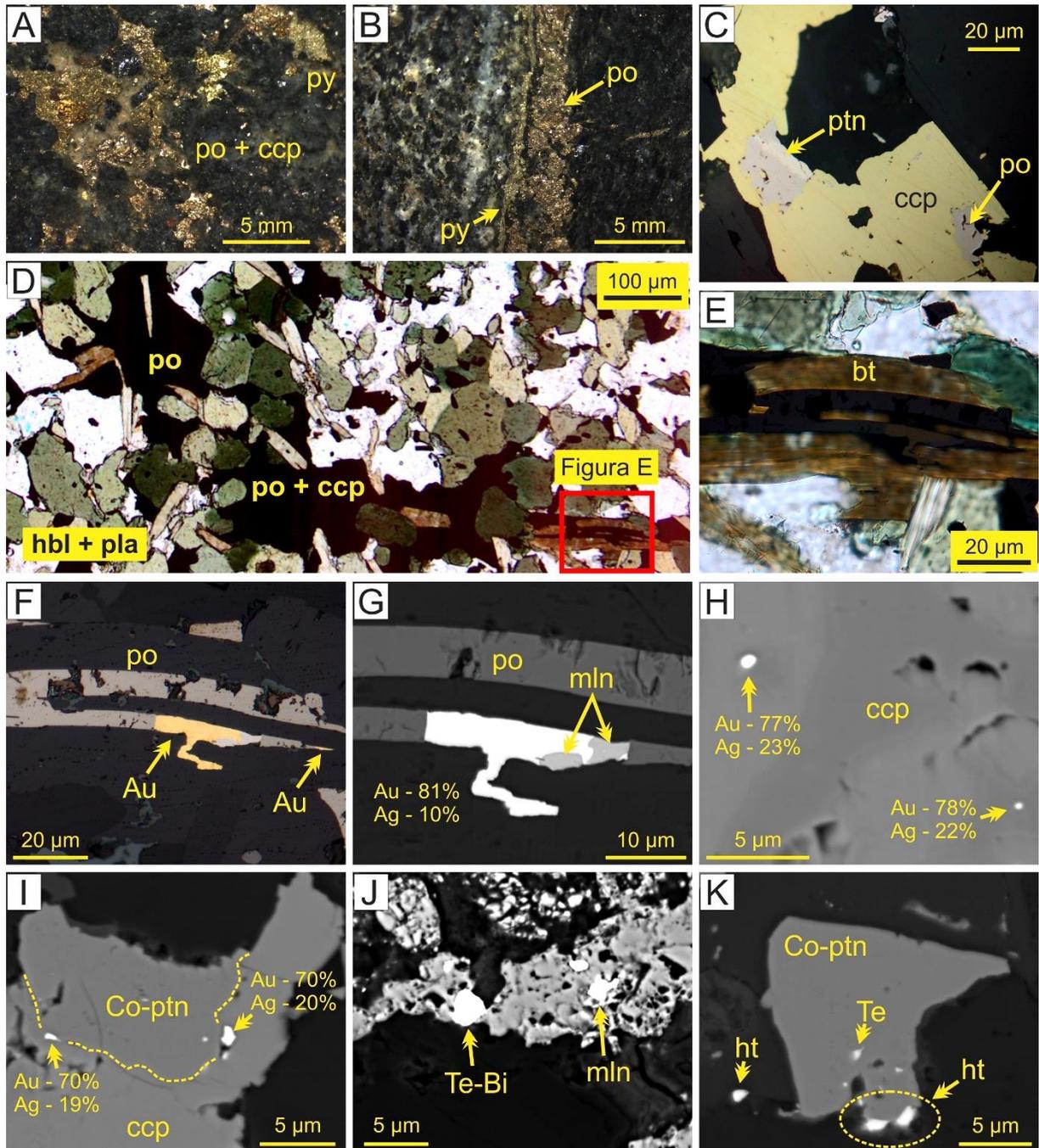


Figura 10 – Mineralização aurífero-sulfetada no alvo Coelho central. A) Pirrotita, calcopirita e pirita disseminadas em anfíbolito. B) Pirrotita e pirita em vênula em zona de contato entre anfíbolito de porções pobre e rica em plagioclásio. C) Imagem em luz refletida mostrando pirrotita e pentlandita associadas à calcopirita, feição comum no alvo Coelho central. D) Zona sulfetada em anfíbolito, com pirrotita nos interstícios dos cristais de hornblenda, associada a palhetas de biotita. E) Biotita com pirrotita “em fita” concordante à sua clivagem. F) Imagem E em luz refletida mostrando a ocorrência de partícula de ouro associada à pirrotita. G) Associação entre ouro (contendo 10% de Ag) e melonita em cristal de pirrotita. H) e I) Micropartículas de Au-Ag inclusas na calcopirita e no contato (linha amarela tracejada) entre esta fase e Co-pentlandita. J) Cristal de pirrotita com inclusões de telurobismutita e melonita. K) Partículas muito finas de hessita e Te nativo associadas à Co-pentlandita. (Figuras 16A e 16B - Imagens de testemunhos de sondagem em lupa. Figuras 16D e 16E - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 16G a 16K - imagens de elétrons retroespalhados (ERE-MEV). ABREVIATURAS: Au – ouro; bt – biotita; ccp – calcopirita; Co-ptn – Co-pentlandita; hbl – hornblenda; ht – hessita; mln – melonita; pla – plagioclásio; po – pirrotita; py – pirita; Te – telúrio nativo; Te-Bi – telurobismutita).

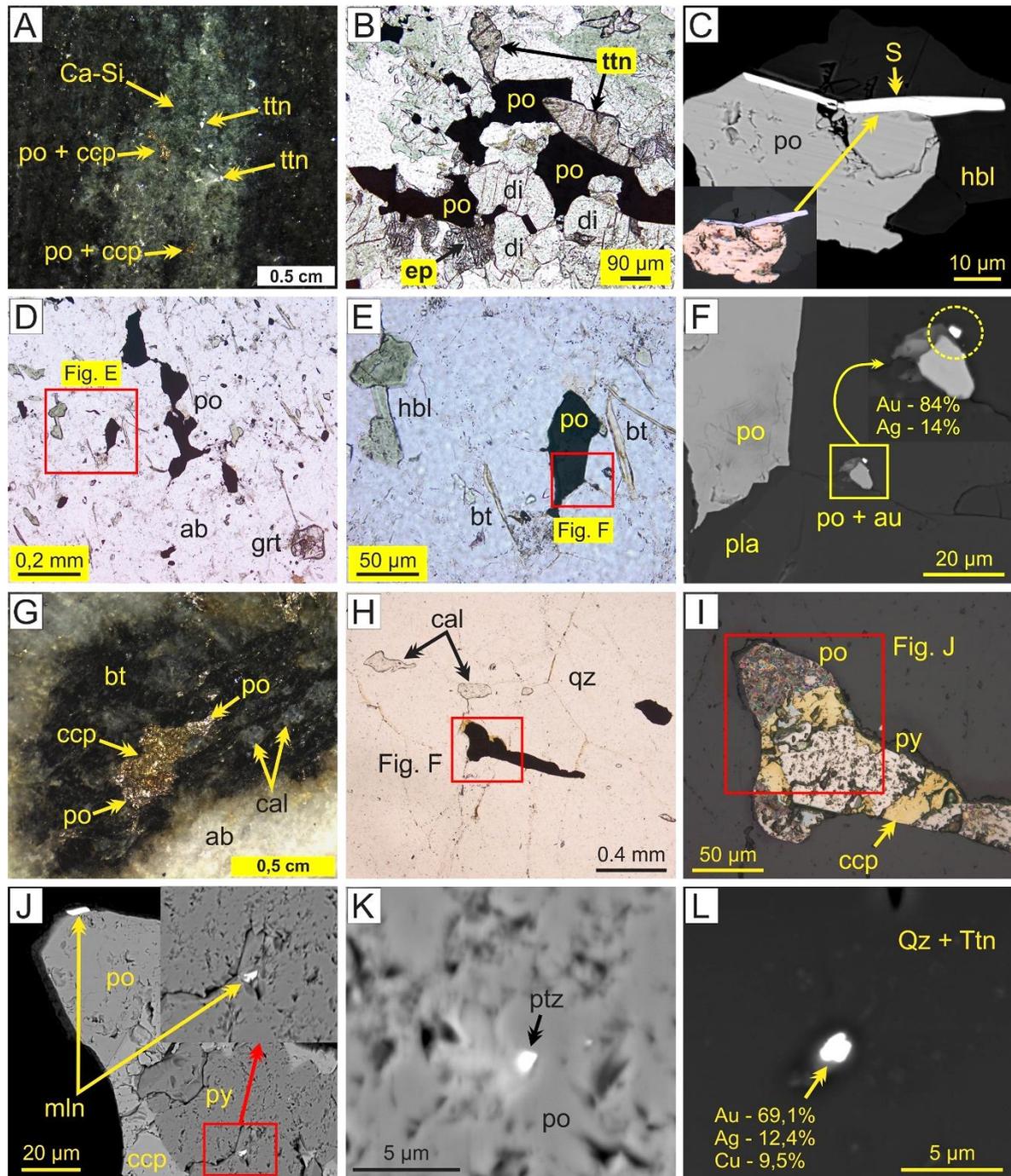


Figura 11 – Mineralização sulfetada associada a venulações cálcio-silicáticas, venulações com hornblenda, albita e biotita, alteração potássica e veios de quartzo. A) Imagem em lupa mostrando pirrotita e calcopirita em zona de venulação cálcio-silicática. B) Pirrotita associada a cristais de diopsídio, titanita e epidoto. C) Filete de enxofre em equilíbrio com pirrotita e hornblenda. Detalhe para em luz refletida (canto esquerdo inferior da figura). D) Pirrotita em zona rica em albita, com granada, hornblenda e biotita associadas. E) Detalhe para associação albita, pirrotita, hornblenda e biotita. F) Detalhe da imagem E mostrando a ocorrência de partícula muito fina de ouro associada à pirrotita. G) Imagem em lupa mostrando pirrotita e calcopirita associadas à biotita e calcita. H) Vênula de quartzo contendo sulfetos. I) Detalhe em luz refletida, mostrando a associação pirrotita, pirita e calcopirita. J) Ocorrência de micropartículas de melonita associadas à pirita e pirrotita. K) Inclusão de petzita em pirrotita de vênula de quartzo. L) Liga de Au-Ag-Cu incluída em cristal de quartzo de veio com titanita. (Figuras 17B, 17D, 17E e 17H - fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos. Figuras 17C, 17F e 17I a 17L - imagens de elétrons retroespalhados (ERE-MEV). ABREVIATURAS: ab – albita; bt – biotita; Ca-Si – venulação cálcio-silicática; cal – calcita; ccp – calcopirita; di – diopsídio; ep – epidoto; grt – granada; hbl – hornblenda; ht – hessita; mln – melonita; po – pirrotita; ptz – petzita; py – pirita; qz – quartzo; S – enxofre; ttn – titanita).

3.4 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

3.4.1 Isótopos de O e H em silicatos

Valores de $\delta^{18}\text{O}$ (SMOW) em silicatos representativos de diferentes estágios hidrotermais reconhecidos no alvo Coelho Central estão apresentados na Tabela 1. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ variam de +5,9 a +11,5‰, sendo que valores para quartzo e biotita apresentam variações muito pequenas, +10,4 a +11,5‰ e +6,0 a +7,0‰, respectivamente. Valores de δD para amostras de biotita, hornblenda e turmalina, estão entre -76 e -60‰.

Temperaturas de formação dos estágios hidrotermais, a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e δD em fases minerais em equilíbrio, foram estimadas utilizando equações de fracionamento isotópico. Os pares minerais foram selecionados com base em relações texturais de equilíbrio, definidas por observações petrográficas.

A partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, utilizando as equações de Zheng (1993b), o par albita-biotita, extraído de vênulas sulfetadas ricas em hornblenda + albita + biotita, forneceu temperatura de 586 °C, os pares quartzo-titanita e quartzo-biotita forneceram, respectivamente, temperaturas de 523 e 500 °C para veios de quartzo, e o par calcita-biotita forneceu temperatura de 484 °C. Utilizando valores de δD para o par biotita-turmalina, foi obtida temperatura de 535 °C para o estágio de alteração potássica, pelas equações de Suzuoki & Epstein (1976) e Guo & Qian (1997).

3.4.2 Isótopos de C e O em calcita

Para a calcita presente em veios de quartzo, valores de $\delta^{13}\text{C}$ (V-PDB) são de -11,1 e -8,0‰, e $\delta^{18}\text{O}$ (V-SMOW) de +10,0 e +10,1‰, respectivamente. Para calcita do estágio de carbonatação, valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam entre -8,4 e -5,8‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e +15,6 e +20,1‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

3.4.3 Isótopos de S em sulfetos

Isótopos de S (V-CDT) foram analisados em pirrotita e pirita associadas, além de cristais de pirita tardia, relacionada à carbonatação (Tabela 1). A pirrotita mostra valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre -2,6 e +1,2‰, enquanto que a pirita associada possui valores de $\delta^{34}\text{S}$ entre -0,2 e -0,8‰. Para estes casos, o geotermômetro pirrotita-pirita (Ohmoto & Rye, 1979) forneceu temperatura muito elevada (845 °C), confirmando o desequilíbrio entre essas fases, algo já evidenciado nas feições minerográficas observadas, as quais são indicativas de que a pirita tenha se formado a

partir da substituição de pirrotita, para os casos em que essas fases ocorrem associadas espacialmente. A pirita relacionada ao estágio de carbonatação apresenta variação considerável nos valores de $\delta^{34}\text{S}$, de -3,1 a +2,7‰.

Tabela 1 – Dados de isótopos estáveis para silicatos, carbonatos e sulfetos hidrotermais do alvo Coelho Central.

Amostra	Alteração	Mineral	Silicatos		Carbonato		Sulfetos
			$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$
			‰ (SMOW)	‰ (SMOW)	‰ (SMOW)	‰ (V-PDB)	‰ (CDT)
B8	Vênulas com Hbl + Ab + Bt	Hornblenda	8,5	-60			
E1	-	Biotita	6,8	-69			
E1	-	Albita	9,9				
E1	-	Pirrotita					-0,8
E1	-	Pirita					-0,8
E11	-	Pirrotita					0,7
B8	Biotitização	Biotita	6,9	-76			
A4	-	Turmalina	8,6	-75			
A4	-	Biotita	7,0	-70			
D3	-	Pirrotita					-2,6
B10	-	Pirrotita					-0,4
B10	-	Pirita					-0,2
D3	Veios de Quartzo	Quartzo	10,6				
D3	-	Biotita	6,0				
D3	-	Calcita			10,1	-11,1	
D10	-	Calcita			10,0	-8,0	
C7	-	Quartzo	10,4				
C7	-	Titanita	5,9				
D11	-	Quartzo	11,5				
E12	-	Pirrotita					1,2
D11	Carbonatação	Calcita			18,7	-7,6	
D11	-	Pirita					-3,1
E2	-	Calcita			15,6	-5,8	
E2	-	Pirita					2,7
C4	-	Calcita			20,1	-8,4	
C4	-	Pirita					-1,9

ABREVIATURAS: Hbl – hornblenda; Ab – albita; Bt – biotita.

3.5 INCLUSÕES FLUIDAS

Inclusões fluidas foram observadas em lâminas bipolidas de veios de quartzo. Os cristais de quartzo hospedeiros são anédricos, com bordas irregulares, com formação de subgrãos, contatos serrilhados, muito fraturados e forte extinção ondulante, evidências de deformação e recristalização (Figura 18). Os veios, em geral, são monominerálicos. As variedades poliminerálicas analisadas contêm titanita, calcita, biotita, além de traços de pirita e pirrotita. Cristais de calcita e titanita não mostraram inclusões adequadas ao estudo.

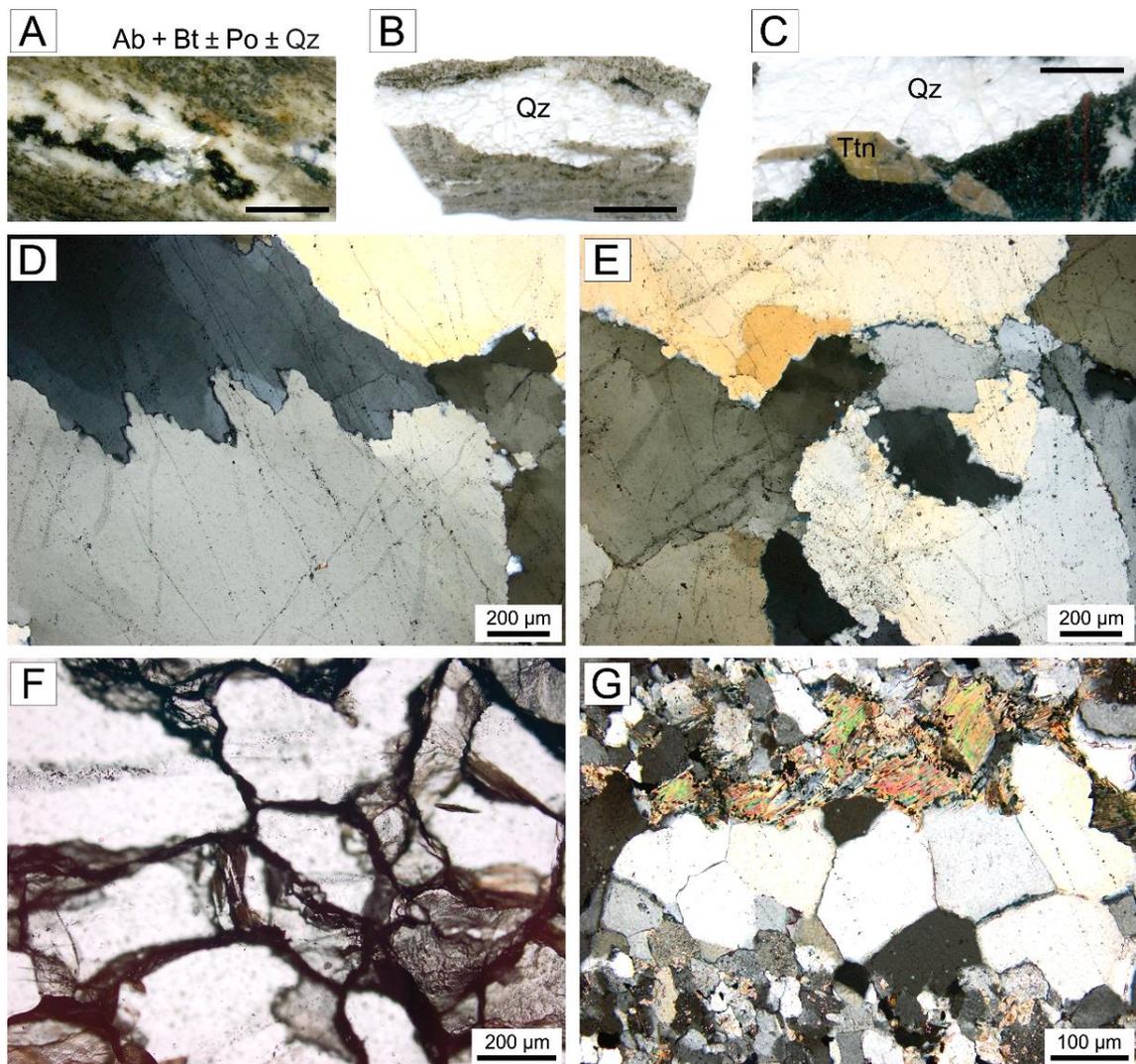


Figura 18 - Aspectos texturais dos veios de quartzo utilizados no estudo de IF. A) Vênula com biotita, plagioclásio, quartzo e pirrotita encaixada em metadacito (Furo 20; 23,85 m). B) Vênula de quartzo transparente, sem sulfetos, encaixada em metadacito (Furo 01; 46,00 m). C) Veio de quartzo + titanita, sem sulfetos, mas com partículas de ouro observadas em MEV, encaixada em granada anfibolito (Furo 02; 61,55 m). D) Fotomicrografia em lâmina polida de cristal de quartzo com bordas irregulares e contatos serrilhados. Notar enxames de trilhas de IF secundárias. E) Cristais de quartzo recristalizados e com formação de novos grãos. F) Fotomicrografia em lâmina bipolida mostrando cristais de quartzo com contatos irregulares e recristalizados. G) Fotomicrografia em lâmina polida, mostrando microvênula de quartzo com cristais em contatos retos. Nota: As barras pretas nas imagens A, B e C medem 1,0 cm. (ABREVIATURAS: Ab – albita; Bt – biotita; Po – pirrotita; Qz – quartzo; Ttn – titanita.).

3.5.1 Tipos de inclusão e modos de ocorrência

Quanto à natureza genética das inclusões, adotaram-se os seguintes critérios: (a) Foram consideradas primárias aquelas inclusões fluidas isoladas, inclusões em grupamentos aleatórios no centro de cristais, inclusões em trilhas e planos intragranulares; (b) inclusões em microfraturas e em trilhas transgranulares foram tratadas como secundárias (Roedder, 1984; Van den Kerkhof & Hein, 2001). Baseados nas observações petrográficas e nos resultados microtermométricos, quatro tipos composicionais foram reconhecidos: (i) inclusões carbônicas (CO_2) (tipo 1); (ii) inclusões de nitrogênio (N_2) (tipo 2); (iii) inclusões aquocarbônicas ($\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ -Sais) (subtipo 3a) e inclusões aquocarbônicas ricas em H_2O e contendo fases sólidas (subtipo 3b); (iv) inclusões aquosas associadas às inclusões aquocarbônicas (subtipo 4a) e aquosas tardias ricas em líquido (subtipo 4b).

De longe o tipo mais abundante, as inclusões carbônicas (Tipo 1) exibem formas poligonais, subarredondadas e irregulares, medindo até 30 μm . Em temperatura ambiente, predominam as variedades bifásicas, nas quais o vapor de CO_2 ocupa entre 50 e 90% da cavidade. Ocorrem predominantemente em trilhas pseudossecundárias (FIA A) e ao longo de planos intragranulares (FIA B), em trilhas pseudossecundárias com inclusões aquocarbônicas (FIA C), em grupamentos aleatórios (não FIA) associados com inclusões de N_2 (Figuras 19A a 19G).

Segundo tipo mais abundante, as inclusões aquocarbônicas (tipo 3) ocorrem em dois subtipos texturais e composicionais distintos: (i) Subtipo 3a: São as mais comuns. Exibem formas poligonais, subarredondadas e irregulares, medindo entre 8 e 20 μm , sendo, em temperatura ambiente, bifásicas e trifásicas. Aparecem em trilhas pseudossecundárias com as inclusões carbônicas (FIA C) e de forma isolada no centro dos cristais de quartzo (Figuras 19G a 19I). Ocorrem também em grupamentos aleatórios com inclusões aquosas (subtipo 4a) (não FIA); (ii) Subtipo 3b: São raras e ocorrem em grupamentos aleatórios intragranulares (não FIA) em domínios intensamente recristalizados (bordas, subgrãos e contatos entre cristais). Exibem formas poligonais, são ricas em H_2O e contêm fases sólidas (Figuras 20A a 20E). Nestes casos, foram observados também resquícios de inclusões aquocarbônicas estranguladas associadas espacialmente a este subtipo. Análises por MEV-EDS identificaram as fases sólidas como microcristais de silvita (KCl) (Figuras 20F a 20H).

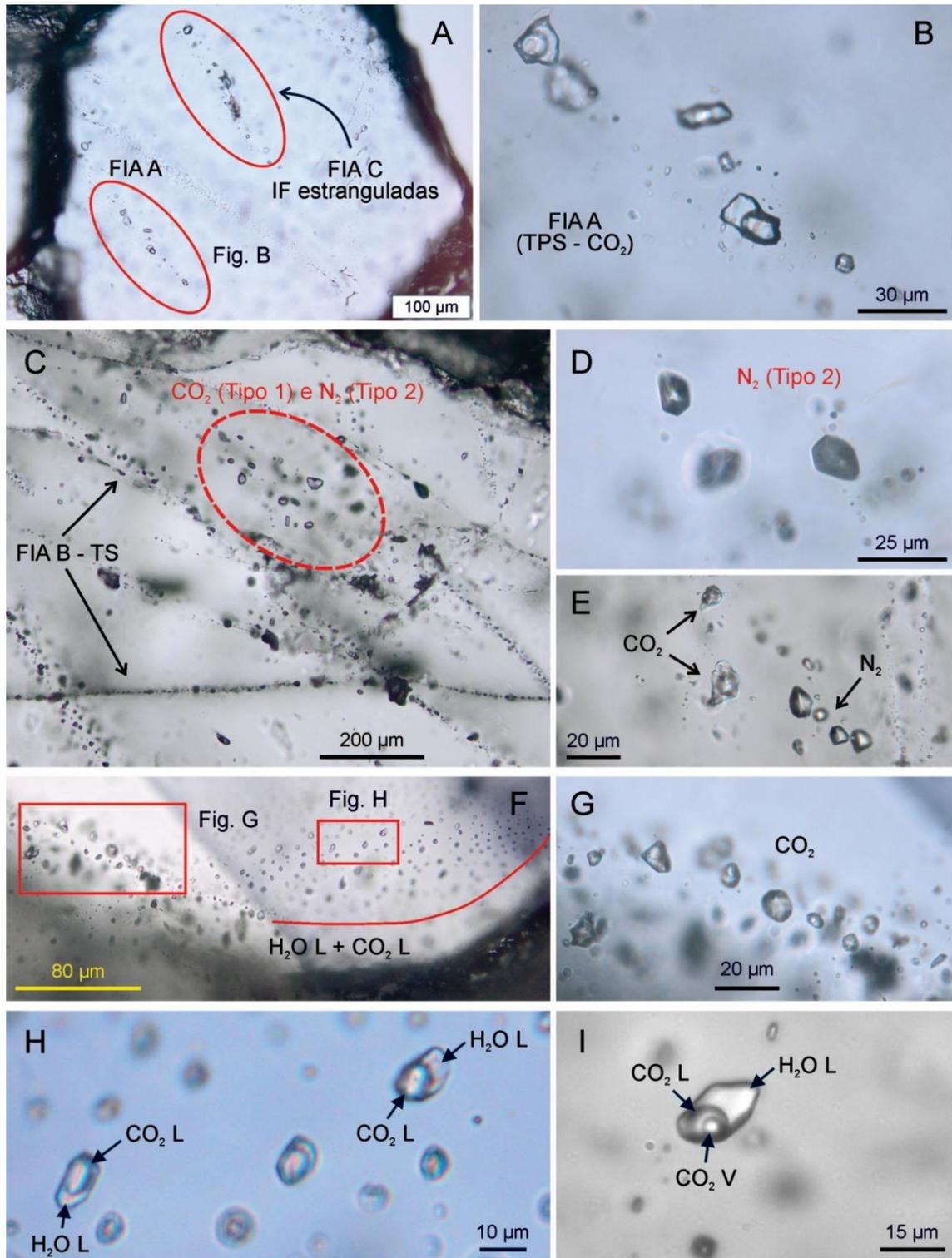


Figura 139 – Fotomicrografias representativas das associações com IF carbônicas, aquocarbônicas e IF de nitrogênio observadas nos veios de quartzo do alvo Coelho Central. A) Trilhas pseudossecundárias compostas por IF carbônicas (FIA A) e IF carbônicas e aquocarbônicas (FIA C). B) Detalhe para trilha com IF carbônicas bifásicas (FIA A). C) Trilhas secundárias com IF carbônicas (FIA B) cortando grupos de IF carbônicas e de nitrogênio. D) Grupo aleatório com IF de nitrogênio. E) Associação espacial aleatória entre IF de nitrogênio e carbônicas. F) Trilha Pseudossecundária com IF carbônicas e aquocarbônicas (FIA C) em borda de cristal. Detalhes nas figuras G e H para IF carbônicas bifásicas e monofásicas e IF aquocarbônicas ricas em CO_2 , respectivamente. I) IF aquocarbônicas trifásica rica em H_2O . (SIGLAS: TPS – Trilha Pseudossecundária; TS – Trilha Secundária; L – Líquido.).

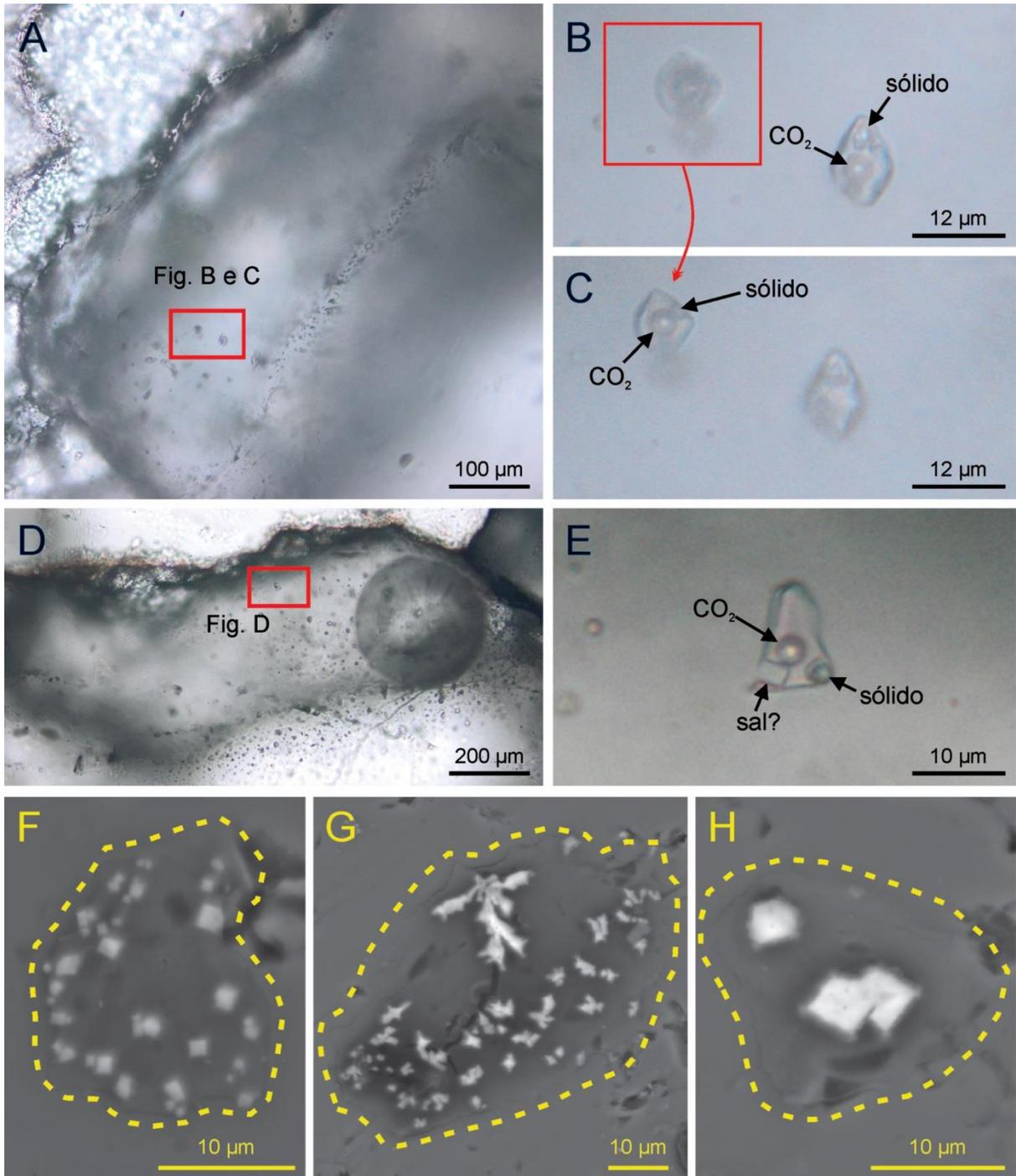


Figura 20 – Inclusões aquocarbônicas ricas em H_2O e contendo fases sólidas (Subtipo 3b). A) Grupamento aleatório de inclusões em borda de cristal de quartzo recristalizado. B) e C) Inclusões aquocarbônicas poligonais ricas em água com fases sólidas. D) Inclusões fluidas em trilha pseudosseccundária com detalhe (retângulo vermelho) para inclusão fluida aquocarbônica rica em água contendo sal (?) e outra fase sólida (Figura E). F) Inclusão rica em fases sólidas cúbicas (silvita). G) Microcristais de silvita em hábito dendrítico. H) Sólidos em hábito cúbico. Nas três imagens (F, G e H) o tracejado amarelo representa a forma da cavidade (IF).

O subtipo 4a é formado por inclusões bifásicas ricas em líquido e outras variedades ricas em vapor coexistentes, por vezes associadas às inclusões aquocarbônicas (subtipo 3a) em grupos aleatórios (Não FIA) (Figuras 21A e 21B). As variedades ricas em líquido são as mais abundantes, medem entre 4 e 12 μm , são subarredondadas e irregulares, com a fase líquida ocupando entre 70 e 95% da cavidade. As inclusões ricas em vapor mostram formas poligonais e subarredondadas e podem medir até 20 μm , com a fase vapor ocupando de 50 a 90% da cavidade. O subtipo 4b é formado por inclusões aquosas muito ricas em líquido (>85% da cavidade), geralmente menores que 8 μm , subarredondadas e poligonais, não associadas a outros tipos de inclusões. Aparecem em trilhas secundárias e em planos transgranulares (FIA D) (Figuras 21C e 21D), por vezes cortando trilhas de inclusões carbônicas e aquocarbônicas. São muito comuns em bolsões e vênulas invadidas por vênulas de calcita e pirita.

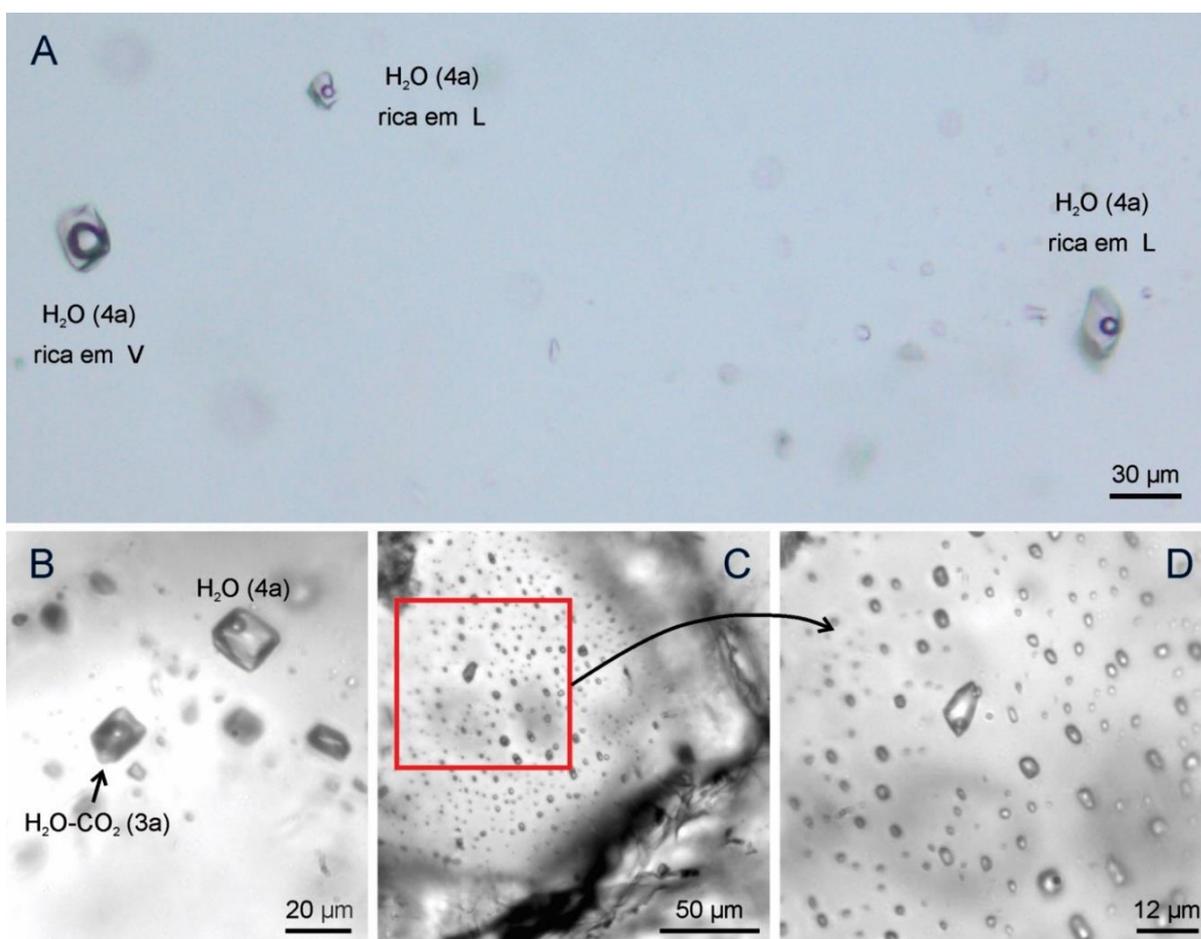


Figura 21 – Inclusões aquosas e suas formas de ocorrências. A) Coexistência de IF aquosas ricas em líquido e vapor (Não FIA). B) IF aquosa rica em líquido (Subtipo 4a) associada espacialmente com IF aquocarbônica rica em CO₂ em grupos aleatórios. (Não FIA). C) IF aquosas ricas em líquido (Subtipo 4b) em planos transgranulares (FIA D). D) Detalhe da fotomicrografia mostrando as IF com orientação preferencial.

3.5.2 Microtermometria

Os dados microtermométricos e as principais propriedades físico-químicas a partir deles extraídas estão agrupados na tabela 2. Para as inclusões fluidas agrupadas em FIA, os valores nos histogramas representam a média para cada uma das FIA analisadas. Enquanto que, para as inclusões em grupos randômicos e inclusões isoladas, ambos os casos não considerados como FIA, os valores apresentados referem-se à cada inclusão, conforme proposta de Chi & Lu (2008).

Inclusões carbônicas em trilhas pseudossecundárias (**FIA A**), mostraram fusão do CO₂ entre -59,5 e -56,7 °C, com a maioria entre -57,5 e -56,6 °C (Figura 22A). Em 85% dos casos, esse tipo de inclusão homogeneizou para a fase líquida, em um amplo intervalo de temperatura, entre -26,2 e 29,7 °C, enquanto que, aquelas homogeneizadas para a fase vapor mostraram intervalo bem mais restrito, entre 28,5 e 29,9 °C (Figura 22B). As variedades em trilhas transgranulares (**FIA B**) mostraram fusão do CO₂ entre -59,4 e -56,6 °C (Figura 22C) e homogeneização majoritariamente para o estado líquido, entre 9,9 e 30,6 °C (Figura 22D). Em raros casos, inclusões em uma mesma trilha e inclusões em trilhas distintas, mas hospedadas em um mesmo cristal, mostraram homogeneizações em ambos os estados. Nas inclusões carbônicas em trilhas pseudossecundárias contendo inclusões aquocarbônicas associadas (**FIA C**), a fusão do CO₂ ocorreu entre -59,2 e -56,6 °C, enquanto que, a homogeneização do CO₂ se deu entre -11,0 e 29,9 °C, predominantemente para o estado líquido (Figuras 22E e 22F).

Inclusões carbônicas em grupos aleatórios (**não FIA**) mostraram fusão do CO₂ variando entre -60,4 e -56,6 °C e homogeneização do CO₂ (em 96% dos casos, para a fase líquida) em amplo intervalo, entre -49,2 e 29,5 °C (Figuras 23A e 23B). As inclusões do tipo 2, por sua vez, mostraram homogeneização entre -166,5 e -149,6 °C, exclusivamente para a fase vapor (Figura 23C). Estas inclusões não congelaram por completo até a temperatura limite (-200 °C) dos equipamentos utilizados, por conta disso, a fusão do N₂/CH₄ não foi observada.

Tabela 2 – Dados microtermométricos e composicionais para as inclusões fluidas estudadas nos veios de quartzo do alvo Coelho Central.

Ocorrência ¹ (n)	IF	Tf CO ₂ (°C)*	Th CO ₂ (°C)*	X CO ₂ *	Densidade*	NaCl (%)*	Th Final (°C)*
TPS / FIA A (19)	CO ₂	-59,5 a -56,7 (165)	-26,2 a 29,9 (161)	41,51 a 129,57	0,34 a 1,06	-	-
TS / FIA B (12)	CO ₂	-59,4 a -56,6 (128)	9,9 a 30,6 (120)	51,02 a 129,57	0,34 a 0,86	-	-
Grupos Aleatórios	CO ₂	-60,4 a -56,6 (90)	-49,2 a 29,5 (90)	38,20 a 135,07	0,33 a 1,15	-	-
	N ₂	Th N ₂ = -166,5 a -149,6		-	0,05 a 0,18	-	-
TPS / FIA C (14)	CO ₂	-59,2 a -56,6 (59)	-11,0 a 29,9 (59)	44,51 a 129,57	0,34 a 0,99	-	-
	H ₂ O-CO ₂	-59,2 a -56,6 (52)	9,2 a 30,8 (48)	0,121 a 0,859	0,29 a 0,97	2,2 a 8,8 (48)	315 a 477 (28)
Isoladas	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	-59,5 a -56,8 (18)	3,9 a 31,0 (18)	0,153 a 0,876	0,66 a 0,91	3,2 a 9,7 (18)	270 a 466 (8)
Grupos Aleatórios	H ₂ O-CO ₂ + NaCl + KCl	- 58,2 a -56,6 (11)	15,0 a 30,5 (11)	0,058 a 0,852	0,76 a 1,04	15,3 a 20,5 (11)	255 a 285 (8)
Grupos Aleatórios	H ₂ O-CO ₂	-57,9 a -56,6 (13)	6,7 a 30,1 (13)	0,163 a 0,596	0,69 a 0,99	2,8 a 7,5 (13)	285 a 390 (10)
	H ₂ O-NaCl (FeCl ₂ ± MgCl ₂)			Tf Eutético (°C) = -39 a -35 (10)		1,0 a 8,8 (94)	287 a 445 (87)
TS (FIA D) (16)	H ₂ O-NaCl-CaCl ₂			Tf Eutético (°C) = -43 a -57 (26)		0,2 a 11,3 (157)	163 a 211 (116)

Legenda – **1** - Classificação segundo critérios de Chi & Lu (2008); **N** - Quantidade de FIA analisadas; * Variação das medidas em diferentes FIA; TPS - Trilhas Pseudosecundárias; TS - Trilhas Secundárias; Exceto para a coluna **Ocorrência**, os números entre parênteses representam a quantidade de IF analisadas.

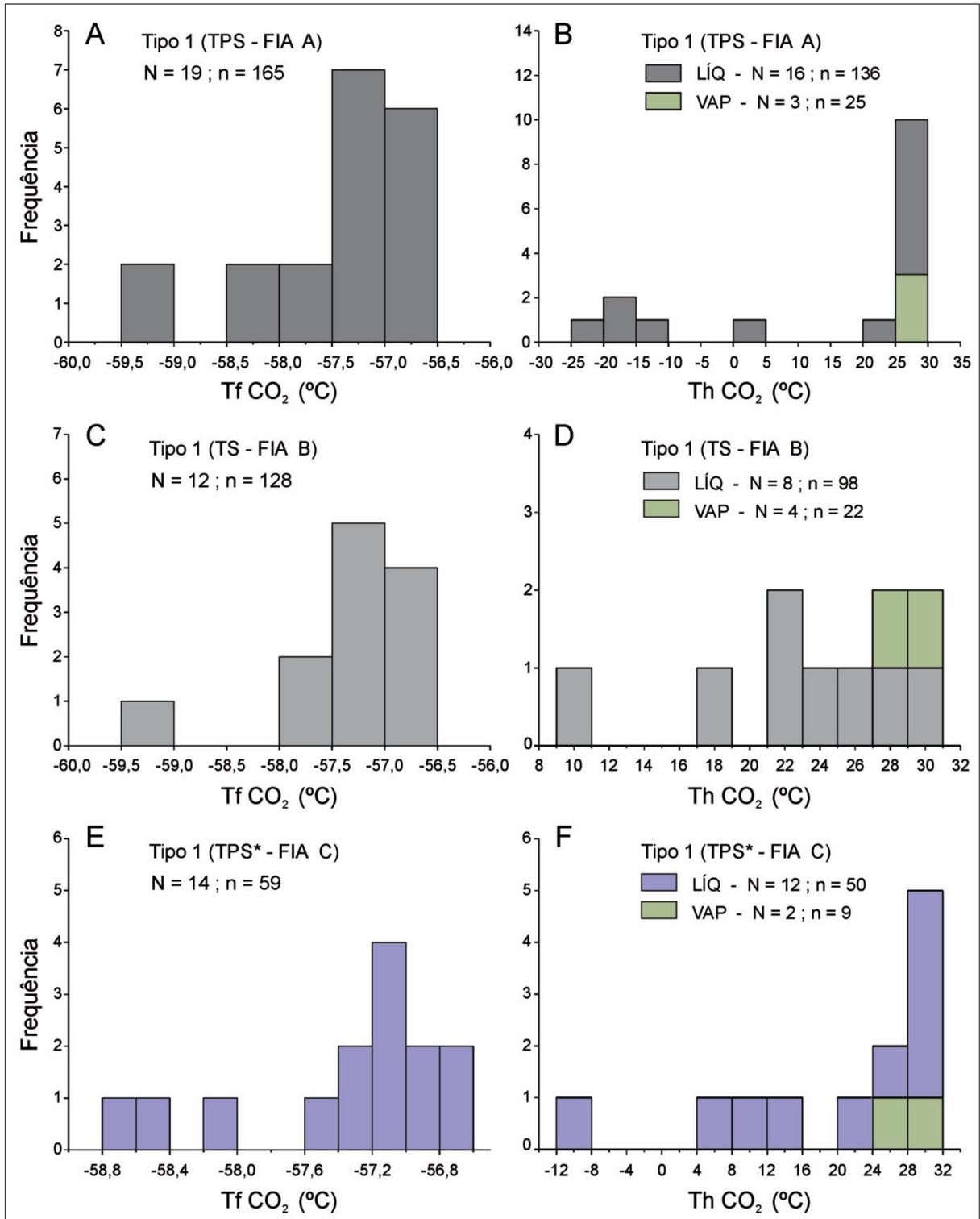


Figura 22 – Histogramas de fusão e homogeneização do CO₂ para inclusões carbônicas em trilhas pseudossecundárias (FIA A) (Figuras A e B), para inclusões carbônicas em trilhas transgranulares (FIA B) (Figuras D e C) e para inclusões carbônicas em trilhas pseudossecundárias com inclusões aquocarbônicas associadas (FIA C) (Figuras E e F). SIGLAS: TPS – Trilhas Pseudossecundárias; TS – Trilhas Secundárias; TPS* – Trilhas Pseudossecundárias com inclusões aquocarbônicas associadas; LÍQ – Líquido; VAP – Vapor; N - quantidade de FIA analisada; n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperaturas usados nos histogramas acima representam a média para cada FIA, e não valores para cada inclusão.

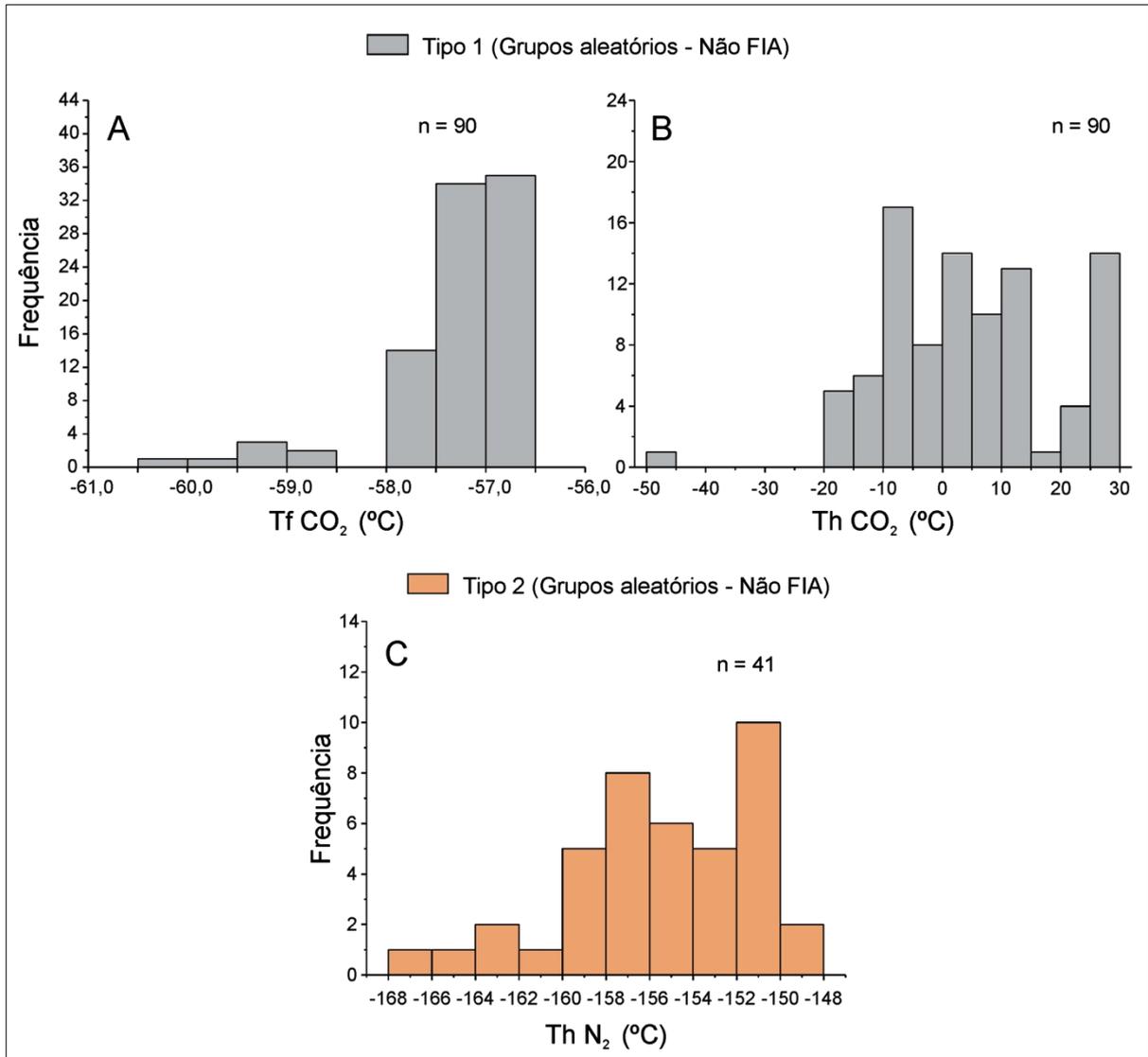


Figura 23 – Histograma de fusão e homogeneização do CO₂ para inclusões carbônicas em grupos aleatórios (não FIA) com inclusões de N₂ associadas (Figuras A e B). Histograma de homogeneização de N₂ para inclusões de nitrogênio (não FIA) (Figura C). SIGLAS: n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperatura usados acima representam valores para cada inclusão.

Em trilhas pseudossecundárias, associadas às inclusões carbônicas (**FIA C**), inclusões aquocarbônicas (Subtipo 3a) mostraram fusão da fase carbônica entre -59,2 e -56,6 °C (Figura 24A). A homogeneização parcial do CO₂ ocorreu majoritariamente no estado líquido, cobrindo intervalo entre 9,2 e 30,8 °C (Figura 24C). Nessas inclusões, a fusão do clatrato variou entre 5,7 e 8,8 °C (Figura 24E), correspondendo a baixa salinidade (2,2 a 8,8% equivalente de NaCl). A maioria das medidas está concentrada entre 7,5 e 8,8 °C, correspondendo à salinidade entre 2,4 e 4,9% equivalente de NaCl. Essas inclusões homogeneizaram predominantemente pela expansão do CO₂, entre 315 e 477 °C (Figura 24G). Apesar disso, pouco mais da metade das inclusões crepitou antes da homogeneização total, em temperaturas variadas, 223 a 414 °C. A variação de temperatura de homogeneização para cada inclusão em uma FIA foi de até 12 °C.

Inclusões aquocarbônicas isoladas (não FIA) nos centros de cristais mostraram fusão do CO₂ entre -59,5 e -56,8 °C (Figura 24B) e homogeneização parcial entre 3,9 e 31,0 °C, em todos os casos no estado líquido (Figura 24D). A fusão do clatrato variou entre 4,6 e 8,4 °C, correspondendo à salinidade entre 3,2 e 9,7% equivalente de NaCl (Figura 24F). Essas inclusões homogeneizaram, em todos os casos, pela expansão do líquido de CO₂, entre 310 e 466 °C (Figura 24H). A maioria delas crepitou antes da homogeneização final, entre 200 e 247 °C.

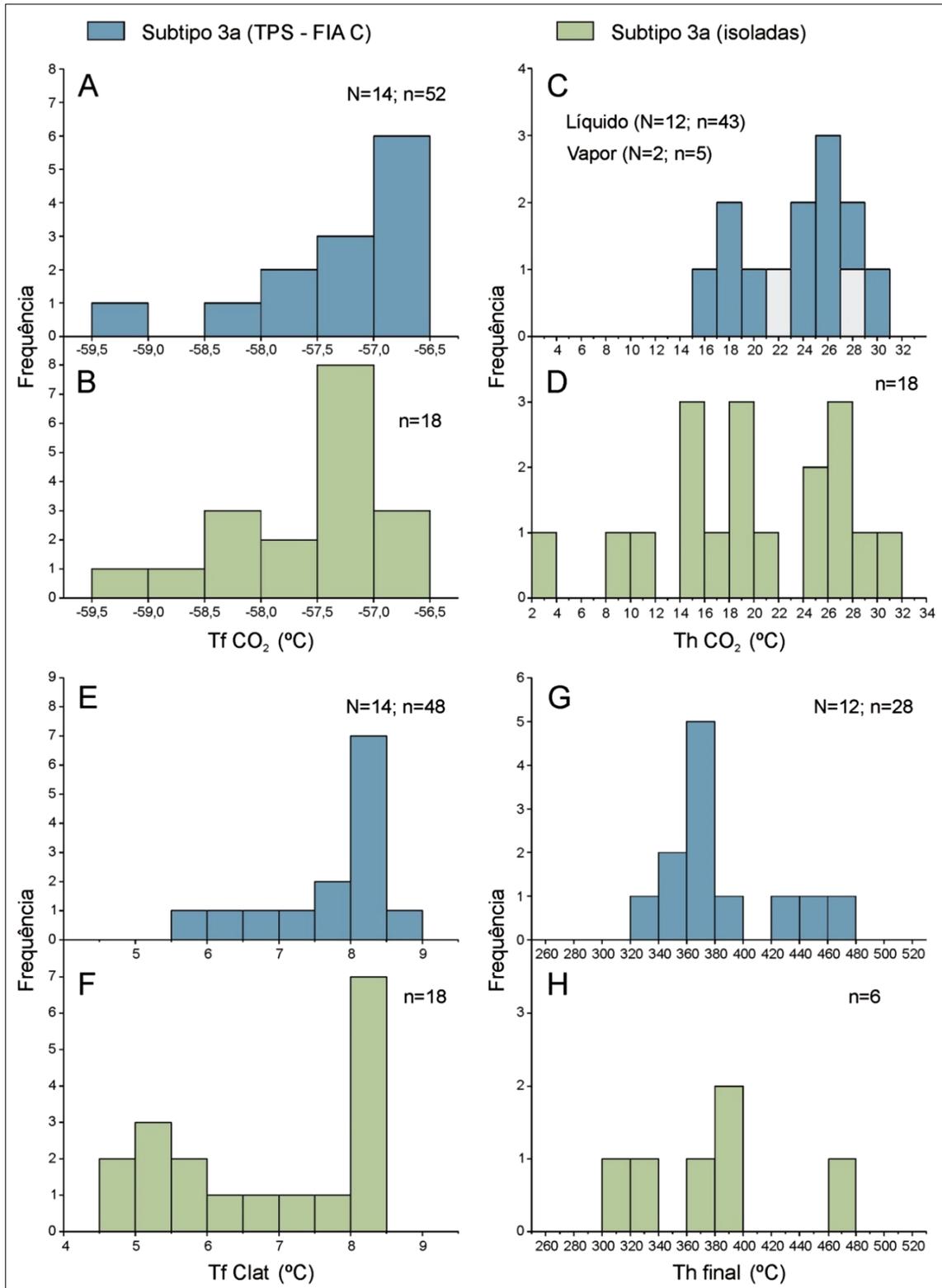


Figura 24 - Histogramas de fusão do CO₂ para inclusões aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias (FIA C) e inclusões aquocarbônicas isoladas (Figuras A e B). Histogramas de homogeneização do CO₂ para inclusões aquocarbônicas em TPS (FIA C) e inclusões aquocarbônicas isoladas (Figuras C e D). Histogramas de fusão do clatrato para inclusões aquocarbônicas em TPS (FIA C) e inclusões isoladas (Figuras E e F). Histogramas de homogeneização final para inclusões aquocarbônicas em TPS (FIA C) e inclusões isoladas (Figuras G e H). SIGLAS: TPS – Trilhas Pseudossecundárias. N - Quantidade de FIA analisada; n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperaturas usados para os histogramas das figuras A, C, E e G (FIA) representam a média para cada FIA, e não valores para cada inclusão.

As variedades aquocarbônicas em grupamentos aleatórios com inclusões aquosas (não FIA) mostraram fusão do CO₂ entre -57,9 e -56,6 °C, homogeneização do CO₂ entre 6,7 e 30,1 °C, exclusivamente no estado líquido (Figuras 25A e 25B). A fusão do clatrato entre 6,0 e 8,6 °C, com a maioria dos valores entre 8,0 e 8,3 °C (Figura 25C), indicando salinidade entre 2,8 e 3,9% equivalente de NaCl. Essas inclusões mostraram homogeneização final pela expansão do líquido de CO₂, entre 285 e 390 °C (Figura 25D).

Nas variedades aquocarbônicas contendo sólido (subtipo 3b), a fusão do CO₂ foi observada entre -58,2 e -56,6 °C, a homogeneização do CO₂ entre 15,0 e 30,5 °C, exclusivamente para o estado líquido (Figuras 25A e 25B). A fusão do clatrato foi observada entre -12,5 e 0,2 °C, indicando moderada salinidade (15,3 e 20,5% equivalente de NaCl) (Figura 25C). Essas inclusões mostraram homogeneização final pelo desaparecimento do CO₂, entre 255 e 273 °C (Figura 25D). Em todos os casos, as inclusões crepitaram antes da fusão do sólido.

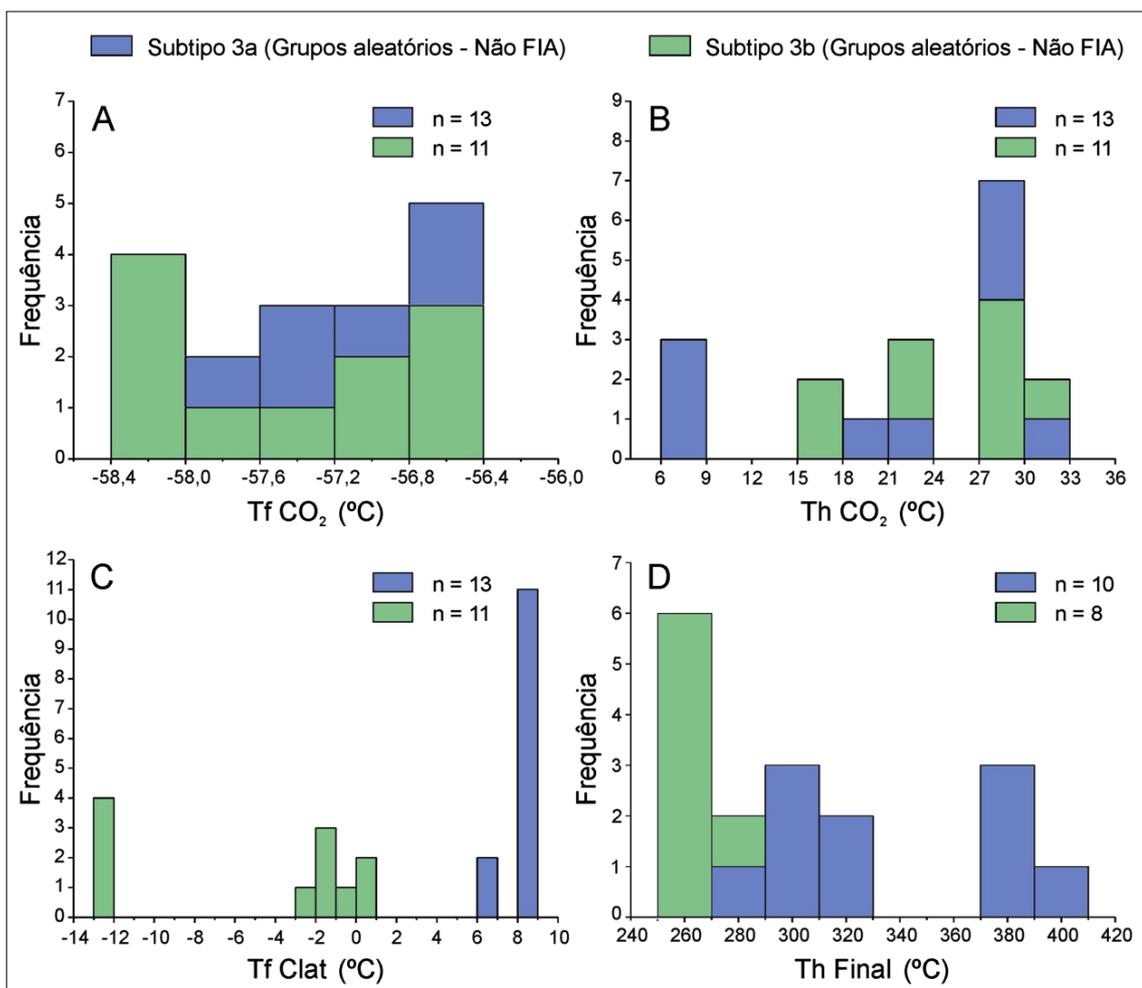


Figura 25 – Histogramas microtermométricos para inclusões aquocarbônicas (subtipos 3a e 3b) em grupos aleatórios (Não-FIA). A) Histogramas de fusão do CO₂. B) Histogramas de homogeneização do CO₂. C) Histogramas de fusão do clatrato. D) Histogramas de homogeneização final. SIGLAS: n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperatura usados acima representam valores para cada inclusão.

Para as inclusões aquosas coexistentes (subtipo 4a) com as inclusões aquocarbônicas em distribuição aleatória (**Não FIA**), a fusão final do gelo ocorreu entre -5,7 e -0,6 °C, correspondendo à baixa salinidade (1,0 e 8,8% equivalente de NaCl) (Figuras 26A e 26B). Em 10 inclusões, a fusão do eutético foi observada entre -39 e -35 °C, sugerindo pertencer esse grupo ao sistema composicional $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ (Borisenko, 1977). A homogeneização total ocorreu em ambos os estados, em intervalo semelhante aquele obtido para as inclusões aquocarbônicas, entre 287 e 445 °C (Figuras 26C e 26D).

As inclusões aquosas do subtipo 4b (FIA D) mostraram fusão final do gelo variando entre -7,7 e -1,2 °C, indicando salinidade de até 11,3% equivalente de NaCl (Figura 26E). Em 26 inclusões a fusão do eutético foi observada entre -43 e -57 °C, sugerindo composição próxima ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Borisenko, 1977). A homogeneização total foi observada em intervalo mais baixo, entre 163 e 211 °C, exclusivamente no estado líquido (Figura 26F).

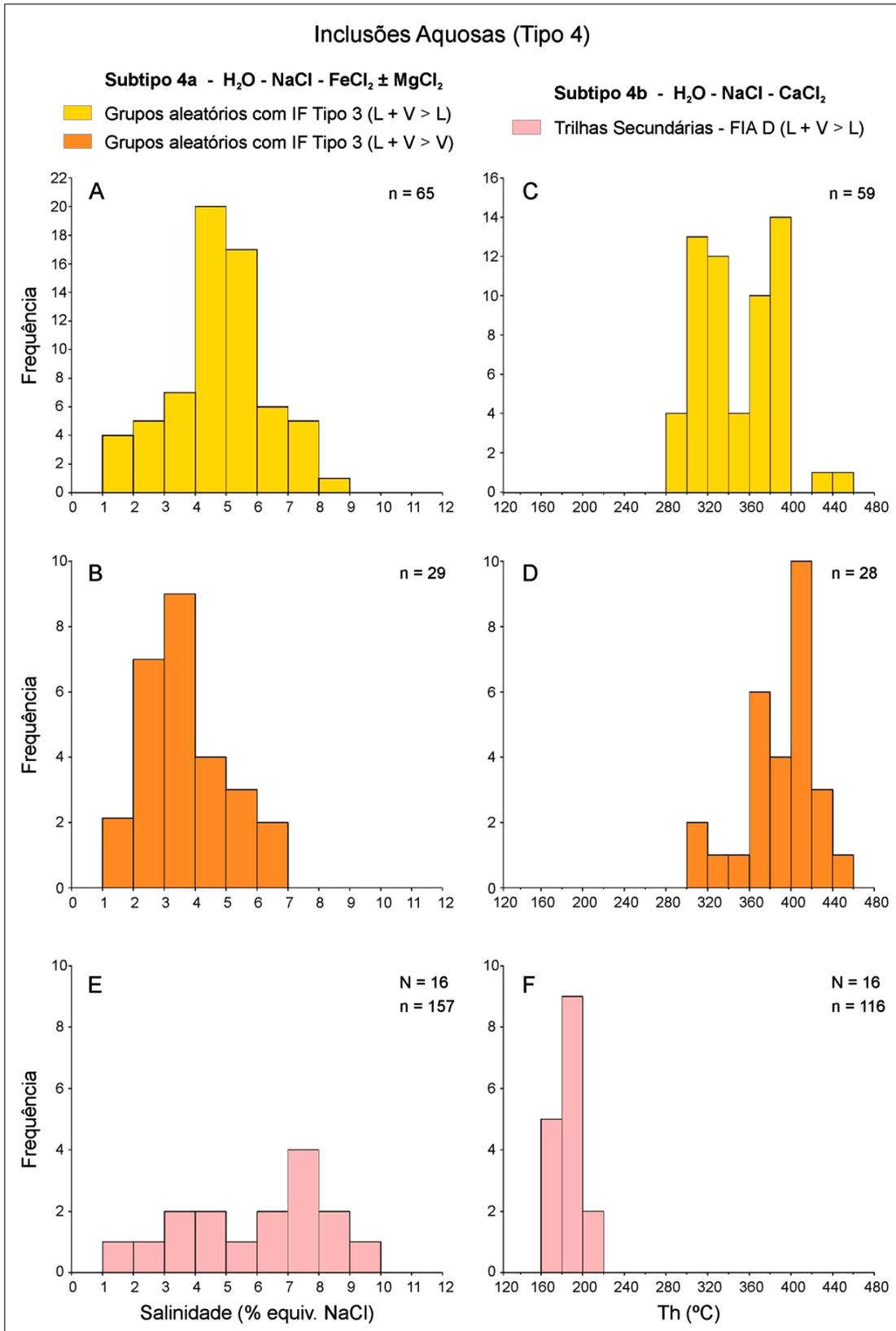


Figura 26 - Histogramas de salinidade e temperatura de homogeneização para inclusões aquosas em grupamentos aleatórios (Não FIA) associadas às IF aquocarbônicas (Figuras A, B, C e D) e inclusões aquosas em trilhas secundárias (FIA D) (Figuras E e F). SIGLAS: L + V > L - Homogeneização para o estado líquido; L + V > V - Homogeneização para o estado vapor; N - Quantidade de FIA analisada; n - Quantidade de inclusões analisadas. Nota: Os valores de temperatura usados acima representam valores para cada inclusão, exceto para os histogramas das figuras E e F por se tratarem de inclusões em FIA. Nestes casos, os valores são a média para cada FIA.

4 DISCUSSÕES

4.1 METAMORFISMO

A Sequência Serra das Pipocas vem sendo considerada como *Greenstone Belt* com metamorfismo na transição entre as fácies xisto verde alto e anfibolito médio (Costa *et al.* 2014a, Sousa 2016). No alvo Coelho Central, os anfibolitos com paragêneses minerais compostas por (i) Hbl + Grt \pm Ilm \pm Qz e (ii) Hbl + Pla + Ilm \pm Qz, bem como xistos (de ocorrência subordinada) com paragêneses à base de (i) Bt + Pla + Hbl \pm Grt \pm Tur \pm Ttn e (ii) Bt + Hbl + Pla \pm Qz reforçam a classificação proposta por estes autores.

Para os anfibolitos, as paragêneses (i) Hbl + Grt \pm Ilm \pm Qz e (ii) Hbl + Pla + Ilm \pm Qz indicam formação a partir de protólito ígneo máfico já em condições de fácies anfibolito médio (Winter 2001, Best 2003). Segundo estes autores, o metamorfismo de rochas máficas em fácies anfibolito é caracterizado essencialmente pela paragênese hornblenda + plagioclásio (An > 17). A formação das paragêneses reconhecidas nas rochas anfibolíticas do alvo Coelho Central podem ser explicadas pelas reações I e II (Yardley, 1989) e III (Liou *et al.* 1974):

- I. Clorita + Epidoto + Quartzo \rightarrow Hornblenda + Anortita + H₂O
- II. Clorita + Albita + Epidoto + Quartzo \rightarrow Almandina + Hornblenda + H₂O
- III. Clorita + Titanita + Quartzo + Actinolita \rightarrow Al-Anfibólio + Ilmenita + H₂O

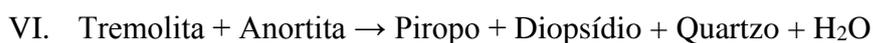
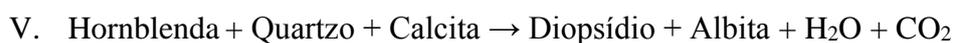
Segundo Yardley (1989), com o progressivo aumento de temperatura dentro da fácies anfibolito, as proporções de epidoto e clorita tendem a diminuir e até mesmo desaparecer (como observado nos anfibolitos de Coelho Central), originando, hornblenda, almandina e quartzo. Ainda segundo este autor, o oligoclásio surge pela combinação de albita e anortita existentes. Apter & Liou (1982) propõem que o completo desaparecimento da clorita, bem como a substituição do par actinolita + albita por hornblenda + oligoclásio ocorram entre 550 e 575 °C e 5 e 7 Kbar. Por outro lado, Liou *et al.* (1974) sugerem que o epidoto desapareça por completo a partir de 600 °C, segundo a reação (IV) abaixo:

- IV. Epidoto + Albita + Actinolita + Quartzo \rightarrow Oligoclásio + Hornblenda + H₂O

Em relação aos minerais óxidos de Fe e Ti (titanita e ilmenita), Apted & Liou (1982) sugerem que a reação de formação de ilmenita a partir do consumo da titanita (feição textural comum nos anfibolitos de Coelho Central; vide figura 7E) ocorre em temperaturas próximas de 600 °C e pressão de 7 Kbar.

Nesse sentido, as ausências de clorita e epidoto metamórficos nas paragêneses dos anfibolitos do alvo Coelho Central, bem como as feições texturais entre ilmenita e titanita, estabelecem uma faixa de temperatura mínima (575 a 600 °C) e pressão (5 a 7 Kbar) para o metamorfismo que gerou essas rochas. Sousa (2016), utilizando o geotermômetro Grt-Hbl, obteve temperatura de 547 °C para a cristalização dessa paragênese. Para essas rochas, a pressão foi estimada pelo teor de Al nos cristais de anfibólio e forneceu valores de ~3.0 Kbar, interpretados pela autora como resultado de reequilíbrio durante processos tardios de descompressão.

Segundo Bucher & Frey (1994), o aparecimento de clinopiroxênio (diopsídio) em anfibolitos é utilizado como marcador do limite superior da fácies anfibolito, em temperatura de aproximadamente 650 °C. Além disso, estes autores consideram que nesta temperatura, em condições de saturação em água, já ocorrem evidências locais de fusão parcial (migmatização). A cristalização do diopsídio pode ser explicada pelas reações abaixo (V e VI):



No entanto, diopsídio e albita não foram reconhecidos nos anfibolitos do alvo Coelho Central, tampouco nos corpos anfibolíticos estudados por Sousa (2016), indicando que o metamorfismo nessas rochas não atingiu condições de fácies anfibolito alto. Além disso, são fracas as evidências de processos de migmatização no *Greenstone Belt* Serra das Pipocas (Sousa 2016, Costa *et al.*; 2018). Por estas características, é razoável inferir que o pico metamórfico atingiu condições de fácies anfibolito médio, em temperaturas menores que 650 °C, porém acima de 550 °C.

4.2 EVOLUÇÃO HIDROTHERMAL E CONDIÇÕES METAMÓRFICAS

Recentemente, baseados nos tipos de rochas hospedeiras e de alterações hidrotermais, bem como em dados geocronológicos, Costa (2018 e suas referências) propuseram ser o depósito aurífero Pedra Branca um depósito orogênico do tipo hipozonal. Embora a maioria dos depósitos de ouro orogênico seja formada em condições P-T equivalentes à fácies xisto verde (Groves *et al.* 1998, 2003, Goldfarb *et al.* 2001, 2005), muitos depósitos vêm sendo classificados como formados em condições de fácies anfíbolito e granulito, correspondendo à profundidade de formação entre 5 e 20 km. Esses são classificados como depósitos de ouro orogênico hipazonais e são formados entre 475 e 740 °C e entre 3 e 7 kbar (Ridley *et al.* 2000; Bucci *et al.* 2004, Bark & Weihed, 2012, Bell *et al.* 2017, Kolb *et al.* 2015). Em termos de alteração hidrotermal e características texturais, tais depósitos mostram principalmente: (i) paragêneses hidrotermais ricas em minerais silicáticos (feldspato potássico, albita, diopsídio, granada, Ca-anfíbolios, biotita e titanita) e zonas sulfetadas com predominância de pirrotita, pirita e arsenopirita, além de lollingita (FeAs₂), as quais se apresentam em equilíbrio com as assembleias metamórficas das rochas hospedeiras; e (ii) ocorrência de zonas de minério e veios de quartzo deformados.

No alvo Coelho Central, as associações hidrotermais iniciais são enriquecidas em fases minerais silicáticas (diopsídio, titanita, hornblenda, biotita, plagioclásio, granada, feldspato potássico e epidoto) e mostram correspondência com paragêneses metamórficas formadas em condições de fácies anfíbolito (Mueller & Groves, 1991, Bucher & Frey, 1994) (Figura 27). Tais associações foram definidas aqui como (i) venulações cálcio-silicáticas e (ii) venulações com hornblenda, albita e biotita e, embora não possuam associação direta com zonas mineralizadas, há ocorrência subordinada de sulfetos (pirrotita ± calcopirita ± pentlandita) associados às mesmas, bem como micropartículas de Au-Ag observadas por MEV (ver figura 17), o que pode ser tomado como um indicativo de que a deposição de sulfetos e ouro teve início em condições de fácies anfíbolito.

EVENTO MINERAL	METAMORFISMO REGIONAL	Venulações Cálcio-Silicáticas	Alterações hidrotermais e mineralização Au			Alterações hidrotermais pós-mineralização		
			Venulações Hbl + Ab + Bt	Alteração Potássica	Veios de Quartzo	Bolsões com Ep + Ttn + Cal	Cloritização	Carbonatação
Hornblenda	████████		-----					
Granada	████████		----- ?	-----				
Ilmenita	████████		-----	████████				
Plagioclásio	████████	-----						
Titanita	---	████████	-----		████████	-----		
Quartzo	---				████████			
Rutilo	---							
Scheelita	---	---						
Apatita	---		---					
Zircão	---							
Diopsídio		████████						
Feldspato K		---		████████				
Albita			████████					
Biotita			████████	████████	? ██████████			
Turmalina				████████	-----			
Pirrotita		-----		████████	? ██████████			
Calcopirita		-----		████████	-----			
Pentlandita		-----		████████	-----			
Co-Pentlandita		-----		-----	-----			
Ouro			-----	? ██████████	? ██████████			
Au-Ag Teluretos			-----	? ██████████	? ██████████			
Ni-Bi-Pb Teluretos				-----	-----			
Pirita				-----	-----			-----
Esfalerita				-----	-----			-----
Clorita			-----				████████	
Prehnita							████████	
Epidoto		-----				████████	-----	
Calcita		████████			-----	████████		████████

Figura 27 – Quadro paragenético da evolução hidrotermal do alvo Coelho Central. Evolução temporal da esquerda para direita. ABREVIATURAS: Ab - albita; Bt - biotita; Cal - calcita; Ep - epidoto; Hbl - hornblenda; Ttn - titanita.

Além da zona sulfetada propriamente dita, zonas com significativa concentração de sulfetos, além de metais como Au, Ag, Te, Bi, Ni e Pb, estão espacialmente associadas com leitos anfibolíticos ricos em biotita e calcita. Outras ocorrências de pirrotita e teluretos (Au, Ag, Bi, Ni e Pb) estão relacionadas a venulações de quartzo que mostram, além de fortes evidências de deformação, contemporaneidade com zonas potassificadas ricas em biotita. Embora haja casos em que não se pode afirmar inequivocamente se essas zonas resultam da ação de fluidos hidrotermais (alteração potássica) ou de retrometamorfismo, as observações microscópicas revelam desequilíbrio textural entre esses produtos (biotita, sulfetos e metais) e as fases metamórficas que marcam os anfibolitos do alvo Coelho Central (Figura 28), o que deve ser indicativo de que a mineralização no alvo tenha se formado após o pico metamórfico.

Associações hidrotermais contendo biotita + calcita + pirrotita + ilmenita são comumente reportadas em depósitos formados em condições de fácies anfibolito e na transição xisto verde – anfibolito (Mueller & Groves, 1991, McCuaig & Keirrich, 1998, Kolb *et al.* 2015). Nesse sentido, é possível sugerir que a mineralização aurífero-sulfetada no alvo Coelho Central tenha se formado em ao menos dois momentos, a saber: (i) mineralização precoce associada a venulações cálcio-silicáticas e (ii) mineralização principal associada a zonas biotitizadas (alteração potássica) e vênulas de quartzo, em condições de fácies anfibolito.

Processos hidrotermais tardios em relação à mineralização estão representados pela ocorrência de bolsões com epidoto + titanita + calcita, além de cloritização e carbonatação. Bolsões centimétricos com epidoto, titanita e calcita ocorrem em porções distais em relação às zonas sulfetadas e foram observadas nas porções basais dos furos de sondagem (> 105,00 m). Em *lodes* auríferos arqueanos do Cráton de Yilgarn, McCuaig & Kerrich (1998) classificam alterações silicáticas contendo epidoto, calcita, titanita e feldspato potássico como formadas na transição entre as fácies anfibolito e xisto verde, em temperatura variando de 375 a 550° C e pressões de 2 a 4 Kbar (7 a 14 Km). No alvo Coelho Central, essas alterações são associadas ao resfriamento do sistema, provavelmente já em condições de fácies xisto verde.

A carbonatação é o registro final da atividade hidrotermal que afetou as rochas do alvo Coelho Central, manifestando-se em modo fissural no preenchimento de fraturas tardias na evolução tectônica do *Greenstone* Serra das Pipocas, já em condição dúctil-rúptil. A pirita é um produto comum nesse estágio e, juntamente com calcita, indicam relevante participação de CO₂

e aH_2S nos estágios finais do sistema hidrotermal no alvo em questão. Não obstante, as análises por MEV-EDS não identificaram ouro associado a esse estágio hidrotermal, evidenciando a afinidade deste elemento com condições mais reduzidas e mais quentes para o alvo em questão e depósito associado.

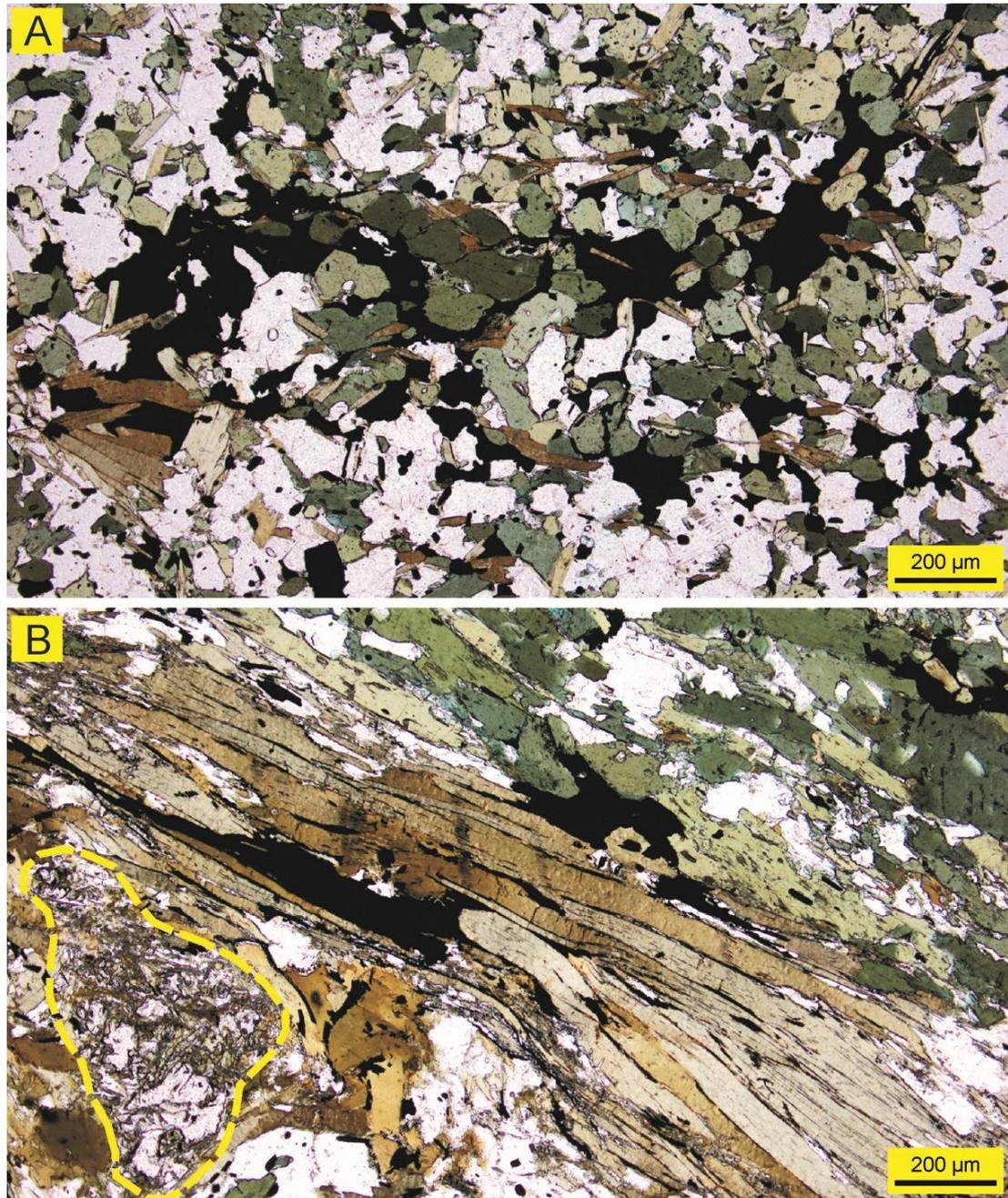


Figura 28 – Relação textural entre mineralização e anfibolitos hospedeiros. A) Zona sulfetada associada a cristais de biotita truncando cristais de hornblenda e plagioclásio em ilmenita anfibolito. B) Zona biotitizada com sulfetos associados (minerais opacos) cortando granada anfibolito. Notar no canto esquerdo inferior da fotomicrografia restos de porfiroblastos de granada consumidos parcialmente por biotita (linha tracejada amarela). Os minerais opacos nas duas imagens são majoritariamente pirrotita com calcopirita subordinada. (Fotomicrografias em luz transmitida em nicóis paralelos.).

4.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

4.3.1 Variação isotópica

De maneira geral, as variações nos valores isotópicos foram mínimas (Tabela 3), indicando que os minerais se formaram a partir de um mesmo fluido e aproximadamente em condições isotermais (Sheppard 1986). Para amostras de calcita, no entanto, a variação nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (+10,01 a +20,07‰) pode ser reflexo da precipitação de calcita em diferentes estágios hidrotermais (veios de quartzo e carbonatação) ou da variação da composição do fluido, ou mesmo da combinação desses dois processos. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para calcita (+10,0 a +10,1‰) e quartzo (+10,4 a +11,5‰) de veios são muito semelhantes e sugerem precipitação do mesmo fluido e em equilíbrio. As amostras de sulfetos (pirrotita e pirita) também revelaram variação significativa em seus valores isotópicos (-3,13 a +2,73‰), o que pode ser interpretado como desequilíbrio entre pirrotita e pirita (já que, via de regra, as observações petrográficas indicaram cristalização de pirita posterior e em substituição à pirrotita) e variação na composição do fluido pelo aumento da $a\text{H}_2\text{S}$.

4.3.2 Composição isotópica e fontes potenciais dos fluidos e metais

A composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{34}\text{S}$) dos fluidos hidrotermais e assembleias hidrotermais relacionadas, bem como intervalos de temperatura e equações de fracionamento isotópico utilizadas estão organizados nas tabelas 3 e 4. Para o cálculo dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{13}\text{C}$ dos fluidos em equilíbrio com as fases hidrotermais silicáticas e calcita associada foram utilizadas as temperaturas fornecidas pelos pares minerais Ab - Bt (586 °C), Qz - Ttn (523 °C), Qz - Bt (500 °C) e Bt - Cal (484 °C) obtidas pelas equações de Zheng (1993a, 1993b). Além desses, foi utilizada a temperatura fornecida pelo par Bt - Tur (535 °C), obtida pelas equações de Suzuoki & Epstein (1976) e Guo & Qian (1997) para valores de δD nesses minerais. Para esta temperatura, faz-se necessário mencionar que, embora seu valor seja coerente com aquele intervalo obtido a partir dos pares minerais com uso de fatores de fracionamento isotópico de oxigênio (484 a 586 °C), a composição isotópica do hidrogênio em minerais é mais susceptível a modificações causadas por fluidos/alterações tardias o que impõe certa restrição e cuidado no uso de temperaturas calculadas a partir de valores de δD em minerais (Taylor 1974, Wilson *et al.* 1987).

Tabela 3 – Composição isotópica ($\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$ e $\delta^{13}\text{C}$) dos fluidos hidrotermais responsáveis pela gênese das alterações hidrotermais e mineralização aurífera do alvo Coelho Central.

Alteração	Min	$\delta^{18}\text{O}$	δD	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{34}\text{S}$	T (°C)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}}$	$\delta\text{D}_{\text{Fluido}}$	$\delta^{13}\text{C}_{\text{Fluido}}$	$\delta^{34}\text{S}_{\text{Fluido}}$
Vênulas com Ab + Hbl + Bt + Sulfetos	Hbl	8,5	-60			586	10,7	-35,5		
	Bt	6,8	-69			586	9,3	-37,4		
	Ab	10,0				586	9,3			
	Po				0,7	586				+0,2
	Po				-0,8	586				-1,4
	Py				-0,8	586				-1,4
Alteração Potássica	Bt	6,9	-76			535	9,4	-40,5		
	Tur	8,6	-75			535	8,6	-58,4		
	Bt	7,0	-70			535	9,5	-34,2		
	Po				-2,6	535				-3,2
	Po				-0,4	535				-1,0
	Py				-0,2	535				-0,8
Veios de Quartzo	Qz					523 a 484	+7,0 a +7,4			
	Bt					523 a 484	+8,4 a +8,5			
	Cal	10,1		-11,1		523 a 484	+7,5 a + 7,9		-8,4 a -8,3	
	Qz					523 a 484	+6,8 a +7,3			
	Ttn					523 a 484	+8,5 a +8,6			
	Qz					523 a 484	+7,9 a +8,4			
	Cal	10,0		-8,0		523 a 484	+7,4 a +7,8		-5,3 a -5,2	
Po				1,2	523 a 484				+0,5	

Equações de Fracionamento isotópico - $\delta^{18}\text{O}$: Qz - H₂O, Ab - H₂O e Ttn - H₂O (Zheng, 1993a); Hbl - H₂O, Bt - H₂O e Tur - H₂O (Zheng, 1993b); Cal - H₂O (Zheng, 1999); δD : Bt - H₂O (Suzuoki & Epstein, 1976) e Tur - H₂O (Kotzer *et al.* 1993); $\delta^{13}\text{C}$: Cal - CO₂ (Ohmoto & Rye, 1979); $\delta^{34}\text{S}$: Py - H₂S e Po - H₂S (Ohmoto & Rye, 1979). ABREVIATURAS: Ab - Albita; Bt - Biotita; Cal - Calcita; Po - Pirrotita; Py - Pirita; Qz - Quartzo; Ttn - Titanita; Tur - Turmalina; Min - Mineral.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ para o fluido em equilíbrio com fases hidrotermais relacionadas às vênulas com hornblenda + biotita + albita (586 °C) e o estágio de alteração potássica (535 °C), e conseqüentemente com a mineralização aurífera, possuem variação restrita, entre +8,6 e +10,7‰, mostrando boa correspondência com aqueles atribuídos à maioria dos fluidos mineralizantes em depósitos orogênicos (McCuaig & Kerrich, 1998, Goldfarb & Groves, 2015). Os valores de δD do fluido, por sua vez, mostram variação ampla, entre -34,2 e -58,4‰.

No diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs δD estes valores plotam no campo para fluidos de origem metamórfica e na interseção entre este e o campo de fluidos magmáticos (Sheppard 1986), comportamento anteriormente bem definido para silicatos hidrotermais dos alvos Queimadas e Mirador (Costa 2018) (Figura 29).

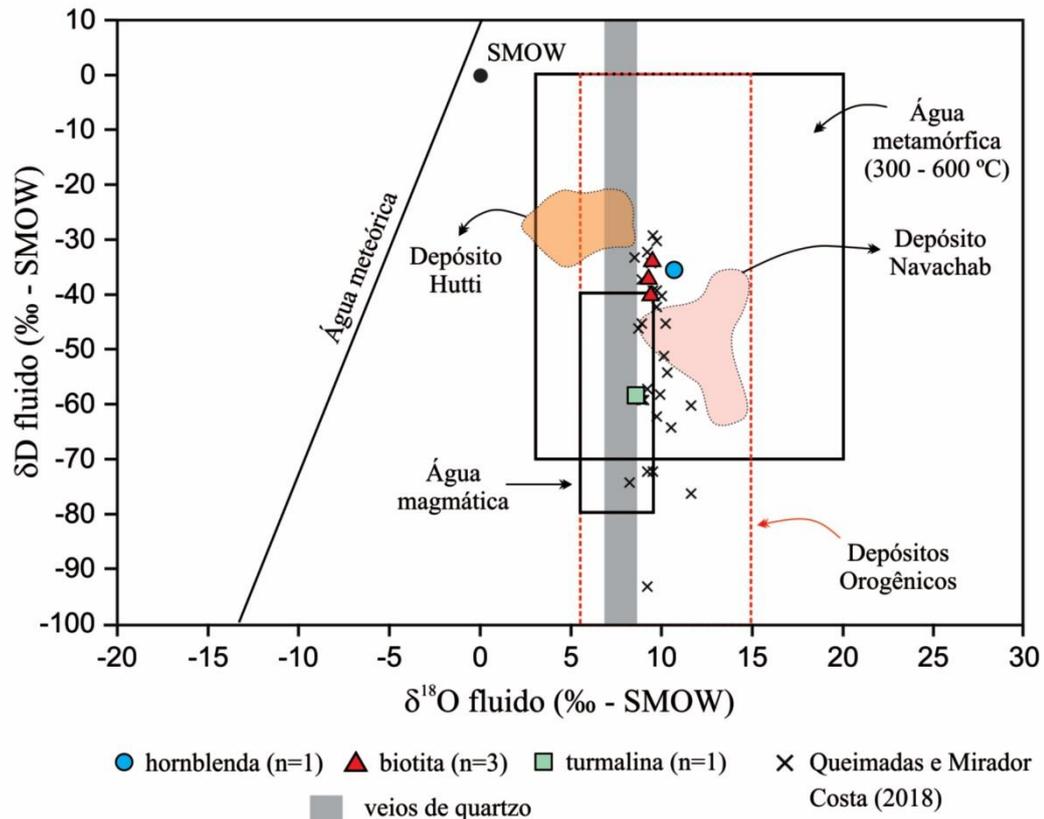


Figura 29 – Composição isotópica de oxigênio e hidrogênio dos fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais relacionadas à mineralização aurífera no alvo Coelho Central comparada com as composições isotópicas para os fluidos dos alvos Queimadas e Mirador e de outros depósitos hipozonais com dados disponíveis. A faixa cinza refere-se ao intervalo de valores de $\delta^{18}\text{O}$ para fases hidrotermais em veios de quartzo sem análises de δD . Fontes: Campos para fluidos metamórfico e magmático - Sheppard (1986); Fluidos para depósitos orogênicos - Goldfarb *et al.* (2005); Fluidos para o depósito Navachab - Wulff *et al.* (2010); Fluidos para o depósito Hutti - Rogers *et al.* (2013).

Embora ainda existam controvérsias sobre a determinação das fontes de fluidos para a formação de depósitos orogênicos, atualmente as mesmas são interpretadas por duas linhas principais: (i) fonte metamórfico-hidrotermal (Kerrick & Fyfe, 1981, Goldfarb *et al.* 1986; Powell *et al.* 1991, Kolb *et al.* 2000, Phillips & Powell, 2010, Wulff *et al.* 2010, Wilson *et al.* 2013, Tomkins, 2010, 2013, Goldfarb & Groves, 2015) e (ii) fonte magmático-hidrotermal (Kendrick *et al.* 2011, Bath *et al.* 2013, Xue *et al.* 2013, Zhang *et al.* 2017).

Especificamente para depósitos orogênicos hipozonais, como é o caso do depósito Pedra Branca (Costa 2018), os fluidos são interpretados como relacionados a três principais fontes: (i) fluidos produzidos por magmatismo colisional, félsico a intermediário (Bucci *et al.* 2002; Doublier *et al.* 2014, Salier *et al.* 2005, Zhang *et al.* 2017), (ii) fluidos mantélicos, produzidos a partir de magmatismo máfico-ultramáfico contemporâneo à mineralização (Griffin *et al.* 2013, Hronsky *et al.* 2012) e mais restritamente (iii) fluidos liberados por processos de granulitização da base da crosta e desidratação de crosta oceânica subductada (Fu & Touret, 2014, Groves & Santosh, 2016). Segundo Kolb *et al.* (2015), fluidos formadores de depósitos hipozonais têm origem a partir da devolatilização de rochas metamórficas ou mistura de fluidos de fontes metamórfica e magmática de alta temperatura.

O fluido em equilíbrio com as fases hidrotermais presentes nos veios de quartzo (quartzo, titanita, calcita e biotita) possui valores de $\delta^{18}\text{O}$ estimados entre +6,8 e +8,6‰, composição isotópica empobrecida em ^{18}O em relação às alterações anteriores (+8,6 a +10,7‰) e veios de quartzo dos alvos Queimadas e Mirador (+8.3 a +9.6‰) (Costa 2018). A variação do $\delta^{18}\text{O}$ (+6,8 a +10,7‰) identificada no alvo Coelho Central se sobrepõe aos intervalos para rochas graníticas, metamórficas e mais restritamente pra rochas sedimentares (Figura 30A), o que pode ser resultado de mistura de fontes e/ou da variação de temperatura de formação das alterações hidrotermais. Para McCuaig & Kerrich (1998), valores de $\delta^{18}\text{O} > +8.0\text{‰}$ não são produzidos somente por fluidos de origem magmática, sugerindo processos de mistura de fluidos de fontes distintas para geração de fluidos com essa assinatura isotópica.

Em relação aos valores de δD , a despeito do restrito número de amostras, o intervalo identificado para o fluido em equilíbrio com os silicatos hidrotermais no alvo Coelho Central mostrou ampla variação (-34,2 a -58,4‰), sendo compatível com aqueles definidos para fluidos metamórficos e fluidos mantélicos (Figura 30B). Embora sejam compatíveis com o intervalo definido para água meteórica, esta fonte é descartada em virtude da alta temperatura em que se formaram as alterações relacionadas e o nível crustal de formação do depósito. Segundo Goldfarb & Groves (2015), é improvável que água de origem meteórica consiga circular em altas profundidades, nas quais costumam se formar depósitos orogênicos, com exceção aqueles classificados como epizonais (Goldfarb *et al.* 2004, Craw *et al.* 2010).

Nos alvos Mirador e Queimadas, o fluido responsável pela alteração cálcio-silicática mostrou variação semelhante à observada no alvo Coelho Central, entre -29 e -64‰, para

amostras de veios de quartzo a variação foi ainda maior (-32 a -93‰) (Costa 2018). Amplas variações nos valores de δD medidos em depósitos orogênicos vêm sendo reportadas como resultado da extração de H_2O de múltiplas gerações de IF em veios de quartzo, muitas delas posteriores e/ou sem relação com a mineralização (Goldfarb & Groves, 2015). Além disso, grandes variações de δD podem ser produzidas por processos de imiscibilidade (Kerrick 1987) e/ou vazamento seletivo de H_2O causado por processos pós-aprisionamento (Hall *et al.* 1991, Klein *et al.* 2006), processos que são sustentados pelas observações petrográficas e dados microtermométricos das IF no alvo Coelho Central.

Diante do exposto, para o alvo Coelho Central e depósito Pedra Branca a hipótese de mistura de fluidos de diferentes fontes pode ser bem justificada também pelo contexto geológico no qual estão inseridos. Costa (2018) identificou valores de $\delta^{18}O$ iguais a +8,8‰ e 11,7‰ para monzogranitos hidrotermalizados (2068 Ma) e granitoides tipo-S, respectivamente. Por outro lado, para o granada anfíbolito (hospedeiro da mineralização aurífera no alvo Coelho Central), este mesmo autor obteve valores de $\delta^{18}O$ entre +10,0 e +10,4‰, neste caso, dentro do intervalo obtido para as fases hidrotermais relacionadas à mineralização no alvo em questão. Esses dados, em conjunto com dados geocronológicos, magmatismo granítico de ~ 2068 Ma e mineralização aurífera de 2029 ± 28 Ma (U-Pb em titanita hidrotermal), levaram este autor a considerar os fluidos responsáveis pela alteração e mineralização aurífera do depósito Pedra Branca como de origem magmática com interação com fluidos de rochas metavulcanossedimentares da sequência *Greenstone*.

Além disso, corrobora a hipótese de mistura fluidos a variação dos valores de $\delta^{34}S$ (entre -2,6 a +1,2‰) obtidos para pirrotita e pirita presentes em vênulas com hornblenda, albita e biotita e no estágio de biotitização, bem como aqueles obtidos em pirita do estágio de carbonatação (-3,1 a +2,7‰), nos dois casos compatíveis com fonte magmática ou com a média de reservatórios crustais (Figura 31). Apesar disso, considerando a variação isotópica identificada nos cristais de pirita, aliada às evidências de desequilíbrio textural e isotópico deste mineral com a pirrotita, é provável que somente a composição isotópica dos cristais de pirrotita reflita com mais precisão a(s) fonte(s) de enxofre, já que tal variação pode ser resultante de modificações em parâmetros físico-químicos dos fluidos (pH e fS_2 , por exemplo) (Ohmoto 1972, 1986). Ademais, é possível que as espécies de enxofre tenham sido lixiviadas dos monzogranitos (2068 Ma) e das rochas metavulcânicas máficas (granada anfíbolito), haja vista a presença significativa de Bi, Pb, Te, Ni e Co nas zonas sulfetadas.

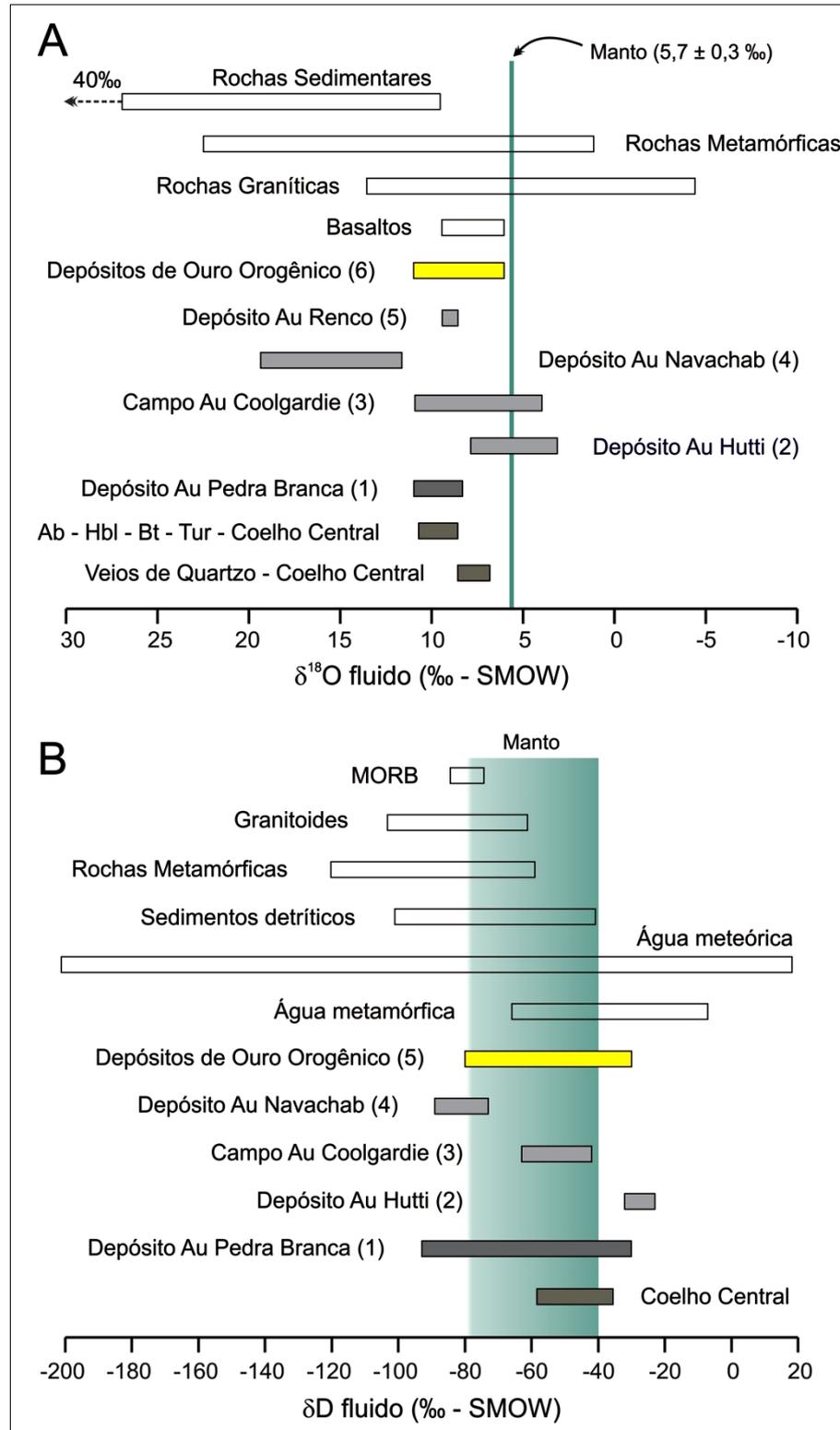


Figura 30 – Composição isotópica do oxigênio (Histograma A) e hidrogênio (Histograma B) para o fluido em equilíbrio com as alterações de alta temperatura e veios de quartzo do alvo Coelho Central comparada com o depósito aurífero Pedra Branca (1 - Costa, 2018) e outros depósitos de Ouro Orogênico formados em fácies anfibólito com dados isotópicos disponíveis na literatura. Fontes: 2 - Rogers *et al.* (2013); 3 - Knight *et al.* (2000); 4 - Wulff *et al.* (2010); 5 - Kolb *et al.* (2000); 6 - McCuaig & Kerrich (1998). Os intervalos para rochas sedimentares, metamórficas, graníticas e basaltos foram extraídos de Hoefs (2009). ABREVIATURAS: Ab – albita; Bt – biotita; Hbl – hornblenda; Tur – turmalina.

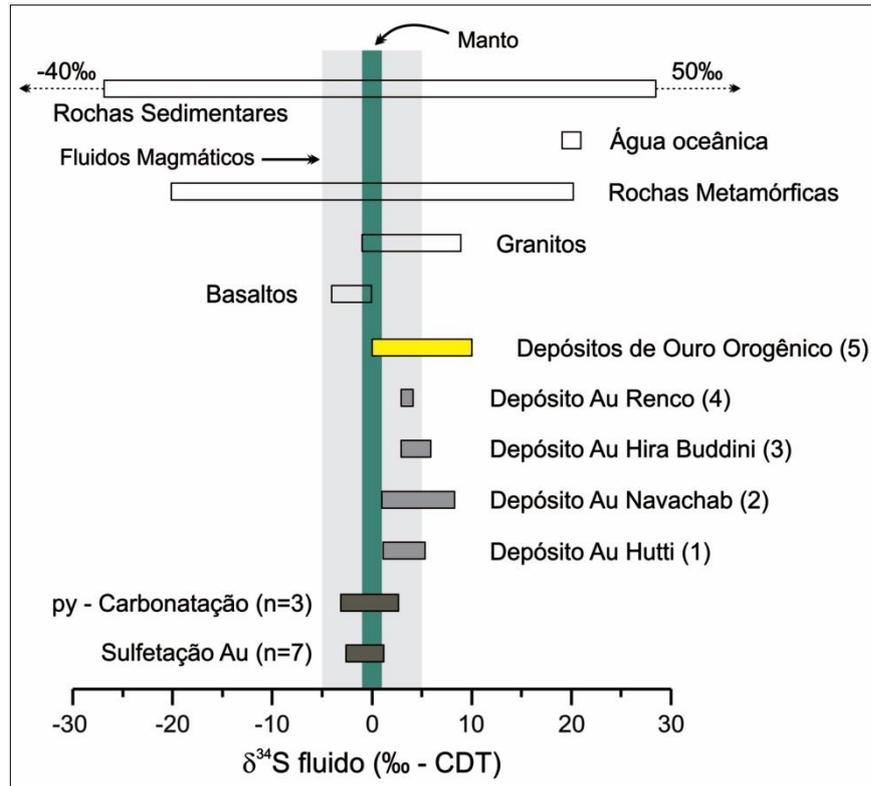


Figura 31 – Composição isotópica do enxofre para sulfetação associada à mineralização aurífera e geração tardia de pirita presente em vênulas de calcita (Estágio de Carbonatação) do alvo Coelho Central comparada com outros depósitos de Ouro Orogênico formados em fácies anfíbolito com dados isotópicos disponíveis na literatura. Fontes: 1 - Rogers *et al.* (2013); 2 - Wulff *et al.* (2010); 3 - Chinnasamy & Mshira (2009); 4 - Kolb *et al.* (2000); 5 - Golding *et al.* (1990); Kerrich (1987, 1989); Nesbitt (1991); Partington & Williams (2000). Intervalos para rochas sedimentares, água oceânica, rochas metamórficas, graníticas e basaltos - Hoefs (2009). Fluidos magmáticos - Ohmoto & Goldhaber (1997); Assinatura Mantélica - Eldridge *et al.* (1991). (ABREVIATURAS: Au - aurífero; py - pirita.).

Para o fluido em equilíbrio com calcita do estágio de carbonatação (Tabela 4), os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ foram calculados utilizando os valores mais frequentes de temperatura de homogeneização (170, 180, 190 e 200 °C) das inclusões fluidas aquosas em trilhas secundárias (FIA D) considerando os seguintes critérios: (i) relações petrográficas indicativas de carbonatação como um estágio de alteração hidrotermal tardio venular que corta todas as outras alterações reconhecidas no alvo; (ii) Tf eutético entre -57 e -43 °C para as IF da FIA D apontando para um fluido pertencente ao sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CaCl}_2$ (Borisenko, 1977), quimicamente compatível com tal estágio.

Tabela 4 – Composição isotópica $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ do fluido hidrotermal responsável pela formação de calcita do estágio de carbonatação com sulfetação associada.

Alteração	Amostra	$\delta^{18}\text{O}_{\text{Fluido}} (\text{‰})$			
		170 °C	180 °C	190 °C	200 °C
Carbonatação	D11	+ 7,1	+7,7	+8,4	+8,9
	E2	+4,0	+4,6	+5,2	+5,8
	C4	+8,5	+9,1	+9,7	+10,3
		$\delta^{13}\text{C}_{\text{Fluido}} (\text{‰})$			
		170 °C	180 °C	190 °C	200 °C
	D11	-8,3	-8,0	-7,7	-7,4
	E2	-6,5	-6,2	-5,9	-5,6
	C4	-9,1	-8,8	-8,5	-8,2

Equações de Fracionamento isotópico - $\delta^{18}\text{O}$: Cal - H_2O (Zheng, 1999); $\delta^{13}\text{C}$: Cal - CO_2 (Ohmoto & Rye, 1979).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ para os fluidos que precipitaram calcita variaram entre +4,0 e +10,3‰ e -5,6 e -9,1‰, respectivamente. Para os dois casos, calcita de veios de quartzo e do estágio de carbonatação, os fluidos mostram composição compatível com aquela definida para a maioria dos depósitos de ouro orogênico descritos na literatura (McCuaig & Kerrich, 1998, Goldfarb & Groves, 2015). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos fluidos não são diagnósticos de uma única fonte pois se sobrepõem aos valores para fluidos de origem mantélica, magmática e metamórfica, podendo ser interpretados, neste caso, como de origem mantélica ou reflexo da mistura de fontes crustais (Figura 32), algo condizente com o contexto geológico no qual o depósito está inserido, ainda que mais baixo que a média crustal ($\delta^{13}\text{C} \sim -5,0\text{‰}$; Hoefs 1997).

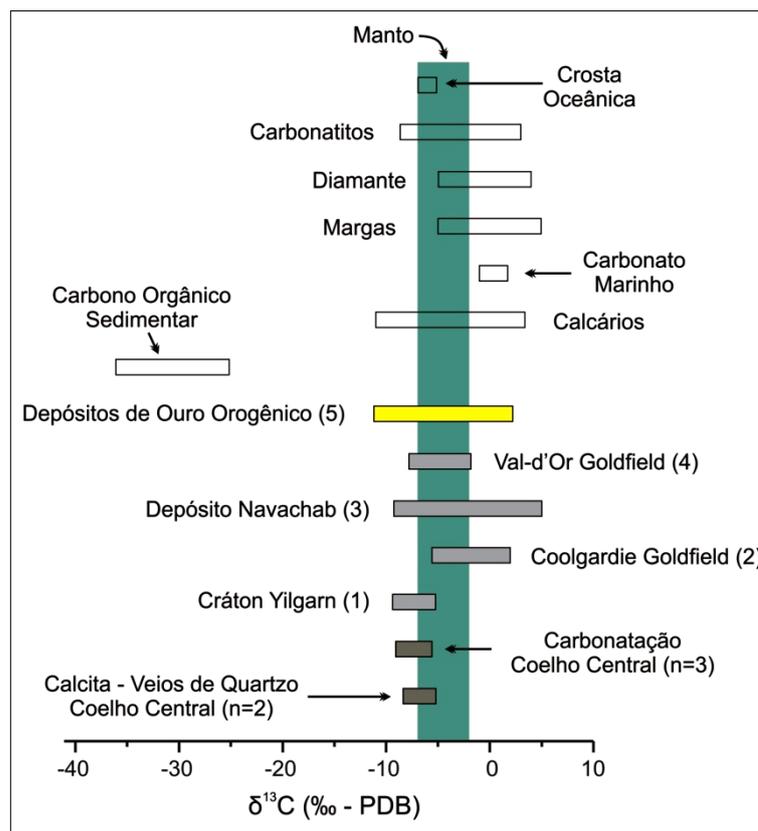


Figura 32 – Fontes de carbono (Hoefs, 2009) para o fluido em equilíbrio com calcita do alvo Coelho Central comparado com outros depósitos de ouro orogênico formados em fácies anfibolito com dados isotópicos disponíveis na literatura. Fontes: 1 - McNaughton *et al.* (1990); 2 - Knight *et al.* (2000); 3 - Wulff *et al.* (2010); 4 - Beaudoin & Pitre (2005); 5 - Kerrich (1989) e McCuaig & Kerrich (1998).

No diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 33), os valores obtidos em calcita de veios de quartzo do alvo Coelho são semelhantes aqueles para calcita da alteração cálcio-silicática do alvo Queimadas, ambas relacionadas com a mineralização aurífera, e coincidem com o campo determinado para a maioria depósitos de ouro orogênico ($-23\text{‰} \leq \delta^{13}\text{C} \leq +2\text{‰}$; Ridley & Diamond, 2000). No que diz respeito à fonte, as amostras plotam próximo aos campos definidos para CO_2 magmático (Taylor 1986) e carbonatitos (Taylor *et al.* 1967), no entanto não são reconhecidas ocorrências deste último tipo litológico na Sequência Serra das Pipocas ou mesmo no Maciço de Troia (Costa *et al.* 2015c). Nesse sentido, é plausível sugerir CO_2 proveniente de fonte magmática ou mistura de fontes crustais. As amostras de calcita do estágio de carbonatação, por seu turno, mostram covariância negativa (Figura 33). A precipitação de calcita hidrotermal pode ocorrer como resultado de três principais processos: a) interação fluido-rocha; b) mistura de fluidos e c) perda ou desgaseificação de CO_2 (Zheng 1990, Zheng & Hoefs, 1993). Para o estágio de carbonatação, a precipitação de calcita pode ter resultado, além da interação fluido-rocha, da alteração de uma geração anterior de calcita por um fluido hidrotermal tardio, hipótese que mostra coerência com os dados de IF, a partir dos quais foi

identificado um fluido aquoso do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2$ que circulou tardiamente no depósito e precipitou calcita + pirita em sobreposição às alterações hidrotermais anteriores.

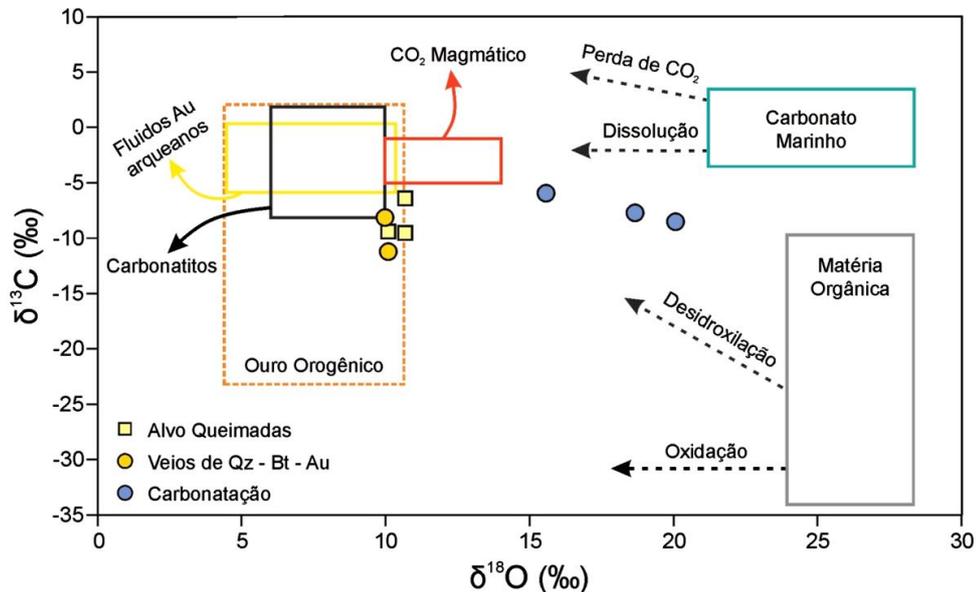


Figura 17 – Diagrama $\delta^{18}O$ vs $\delta^{13}C$ para calcita de veios de quartzo auríferos e carbonatação do alvo Coelho Central. Notar valores muito próximos para calcita do alvo Queimadas e calcita de veios de quartzo do alvo Coelho Central, além da covariância negativa para a calcita do estágio de carbonatação. Fontes: Carbonato Marinho - Veizer & Hoefs (1976); Matéria Orgânica - Hoefs (2009); Carbonatitos - Taylor *et al.* (1967); CO_2 Magmático - Taylor (1986); Depósitos Orogênicos - Ridley & Diamond (2000); Fluidos Au arqueanos - Chen *et al.* (2012). Alvo Queimadas - Costa (2018).

4.4 INTERPRETAÇÃO DOS DADOS DE INCLUSÕES FLUIDAS

Em depósitos orogênicos, a interpretação dos dados de inclusões fluidas guarda incertezas sobretudo no que diz respeito à definição do fluido mineralizante, já que a grande parte desses depósitos é controlada por estruturas e formada em profundidades elevadas (3 a 15 km), e, quando soerguidos, contribuem para a migração e aprisionamento de fluidos tardios, não relacionados à deposição do minério, bem como modificações pós-aprisionamento em IF relacionadas à mineralização (Kerrick 1976, Goldfarb & Groves, 2015). Embora não tenham sido realizados estudos de inclusões fluidas em sulfetos, os quais permitiriam interpretações diretas sobre o fluido mineralizante propriamente dito, as inclusões fluidas analisadas foram reconhecidas em cristais de quartzo de veios com evidências de mineralização associada (ocorrência de pirrotita e partículas de Au), o que nos permite discutir a respeito da participação dos fluidos identificados na gênese das alterações hidrotermais e da mineralização aurífera no alvo Coelho Central.

4.4.1 Assembleia de Inclusões Fluidas (FIA), composição e densidade

Pelo menos seis tipos composicionais de IF foram reconhecidos no alvo Coelho Central: (i) $\text{CO}_2 \pm \text{CH}_4$ (Tipo 1), (ii) N_2 (Tipo 2), (iii) $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-CH}_4\text{-NaCl}$ (Subtipo 3a), (iv) $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl-KCl}$ (Subtipo 3b), (v) $\text{H}_2\text{O-NaCl-FeCl}_2\pm\text{MgCl}_2$ (Subtipo 4a) e (vi) $\text{H}_2\text{O-NaCl-CaCl}_2$ (Subtipo 4b), os quais mostram diferenças em seus modos de ocorrência, associação e resultados microtermométricos. Embora parte delas tenha sido observada em um mesmo domínio microscópico, ou em um mesmo cristal hospedeiro, as análises microtermométricas, excetuando-se os casos de trilhas pseudossecundárias e secundárias, nem sempre confirmaram contemporaneidade e relação cogenética para as mesmas. Nesse sentido, a abordagem por FIA (“*Fluid Inclusion Assemblage*”; Goldstein & Reynolds, 1994, Chi & Lu, 2008) foi adotada para o tratamento mais acurado dos dados microtermométricos.

IF carbônicas e aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias com (FIA A e FIAC) representam um fluido rico em CO_2 , com densidade global variando entre 0,29 e 1,06 g/cm^3 , baixa salinidade (< 9,7 % equivalente de NaCl) e temperatura de homogeneização entre 315 e 477 °C. Proporções de CH_4 nessas IF são estimadas em até pouco mais 15% mol (Figura 34). Além disso, IF carbônicas ocorrem também em trilhas secundárias (FIA B), nesse caso com densidade global entre 0,34 e 0,86 g/cm^3 , e em grupos aleatórios com densidade global entre 0,33 e 1,15 g/cm^3 , associadas espacialmente a IF de N_2 de densidade muito baixa (< 0,18 g/cm^3).

A predominância de IF carbônicas, seja em trilhas pseudossecundárias e secundárias ou em grupos aleatórios associadas espacialmente a inclusões de N_2 (Tipo 2) e $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ (Subtipo 3a) indica um fluido rico em CO_2 , no qual as variedades de mais alta densidade (> 1.0 g/cm^3) devem representar a composição mais próxima do fluido parental de composição $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O - NaCl} \pm \text{N}_2 \pm \text{CH}_4$. As inclusões aquocarbônicas associadas mostram composição com XCO_2 entre 0,121 e 0,859 mol %, com densidade variando de 0,29 a 0,97 g/cm^3 .

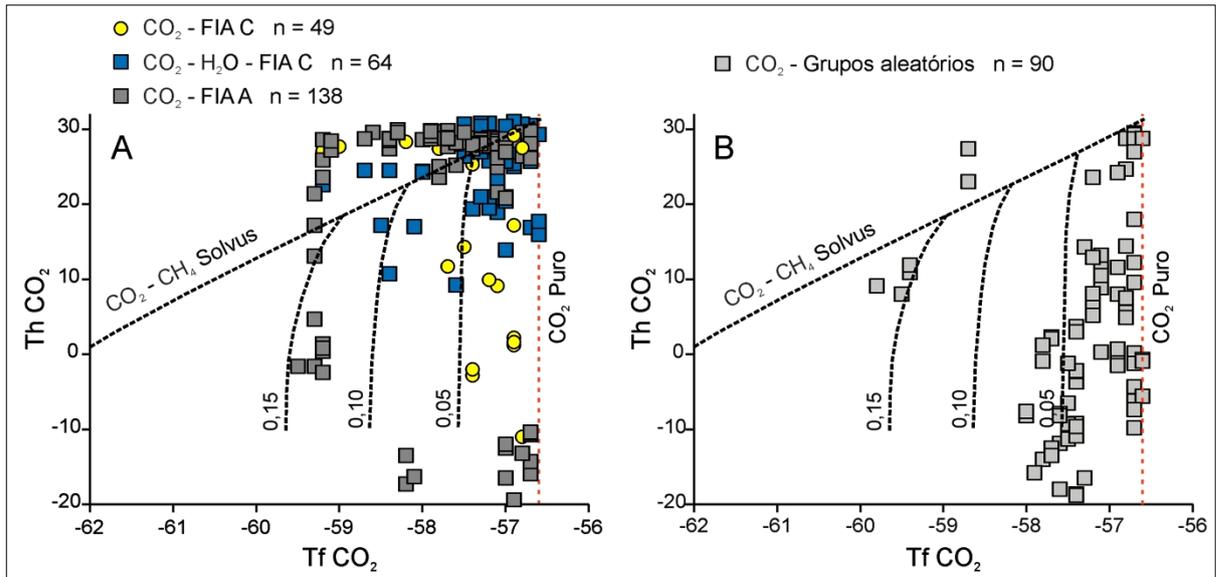


Figura 18 – Diagramas TfCO₂ vs ThCO₂ (Van den Kerkhof & Thiéry, 2001) com estimativas das frações molares de CH₄ em inclusões carbônicas e aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias (Figura A) e em grupos aleatórios (Figura B).

Por outro lado, inclusões aquosas mais quentes (Subtipo 4a) ocorrem associadas espacialmente às inclusões aquocarbônicas e mostraram semelhante intervalo de temperatura de homogeneização (287 a 445 °C), representando um fluido ligeiramente menos salino (< 8,8% equivalente de NaCl) e com densidade moderada (0,635 a 0,716 g/cm³). As observações petrográficas e os dados microtermométricos indicam contemporaneidade entre essas inclusões e as inclusões aquocarbônicas. Nessa associação, as IF aquocarbônicas são empobrecidas em CO₂ (XCO₂ entre 0,163 e 0,596 mol %) em relação àquelas em trilhas pseudossecundárias com IF carbônicas.

Veios de quartzo cortados por vênulas tardias de calcita + pirita (carbonatação) são ricos em inclusões aquosas em trilhas secundárias e planos transgranulares. Essas IF representam um fluido do sistema H₂O - NaCl - CaCl₂, de baixa salinidade (<11.3 % equivalente de NaCl), aprisionado tardiamente na evolução hidrotermal do alvo Coelho Central (163 a 211 °C) e devem ser o registro de um episódio de geração e aprisionamento de fluido distinto e tardio em relação ao que gerou as FIA e grupos aleatórios com IF carbônicas, aquocarbônicas e aquosas.

4.4.2 Processos de aprisionamento e pós-aprisionamento de fluidos

A ocorrência em um mesmo domínio microscópico de IF carbônicas, aquocarbônicas e aquosas, seja em FIA ou em grupos aleatórios, semelhança e grande variação nos valores de

ThCO₂ para as IF carbônicas e aquocarbônicas e a ampla variação nos valores de temperatura de homogeneização final nas IF aquocarbônicas e aquosas são características compatíveis com aprisionamento em estado heterogêneo. Nesse sentido, o modo de ocorrência dessas inclusões pode ser explicado pelos seguintes processos:

- (i) Imiscibilidade de fluidos;
- (ii) Modificações pós-aprisionamento em um fluido rico em CO₂.

São critérios que satisfazem a hipótese de imiscibilidade de fluidos (Ramboz *et al.* 1982, Frantz *et al.* 1992): **(i)** coexistência de inclusões carbônicas, aquocarbônicas e aquosas; **(ii)** homogeneização final para ambos estados (vapor e líquido) a temperaturas semelhantes em IF aquocarbônicas e aquosas; **(iii)** valores semelhantes para salinidade nesses tipos de IF e **(iv)** fracionamento de sais para IF mais ricas em H₂O (Figura 35). Dessa forma, as inclusões carbônicas (Tipo 1) e aquosas (Subtipo 4a) representariam os membros finais de um fluido de composição à base de CO₂ - H₂O - NaCl ± N₂ ± CH₄. Além dos critérios mencionados, a ocorrência de IF aquocarbônicas com XCO₂ muito variável (0,063 a 0,876) em coexistência com as IF carbônicas e aquosas é uma característica comum de processos de imiscibilidade de fluidos carbônicos e aquosos (Robert & Kelly, 1987, Lawrence *et al.* 2013).

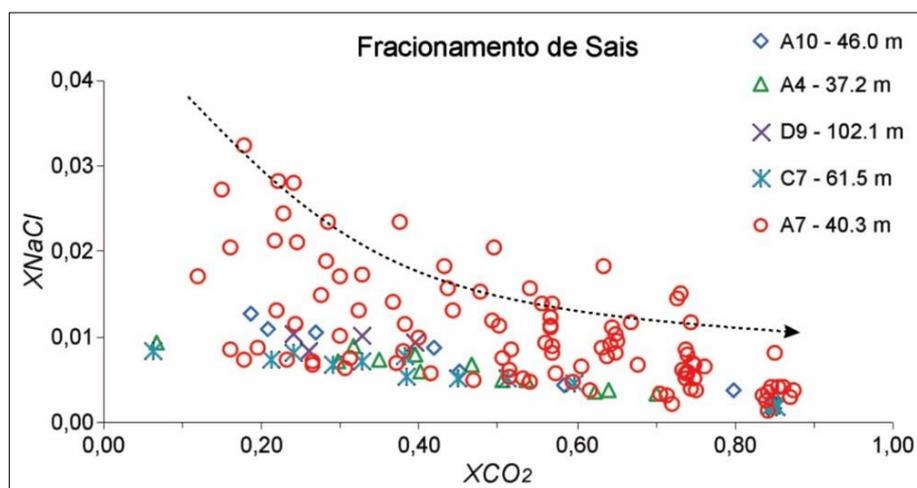


Figura 19 – Diagramas XNaCl vs XCO₂ mostrando o fracionamento de sais para as variedades aquocarbônicas mais ricas em H₂O.

Embora as observações petrográficas e os dados microtermométricos para as IF dos veios de quartzo do alvo Coelho Central sejam coerentes com a hipótese de imiscibilidade de fluidos, processos de modificação pós-aprisionamento não são descartados, já que depósitos orogênicos têm fortes controles estruturais, nos quais processos de deformação têm importante papel

durante e após sua gênese (Groves *et al.* 2018). No depósito Pedra Branca, em especial, a deformação teve influência ampliada, tendo em vista que ao menos quatro fases de deformação foram reconhecidas no *greenstone belt* Serra das Pipocas, com mineralização aurífera sendo reconhecida em duas delas (Dn+2 - deformação transcorrente e Dn+3 - deformação dúctil-rúptil) (Costa 2018). Inseridos nesse contexto, os veios de quartzo do alvo Coelho Central exibem evidências texturais de deformação em seus cristais (vide Figura 18) algo que se reproduz nos diversos grupamentos de IF (Figura 36).

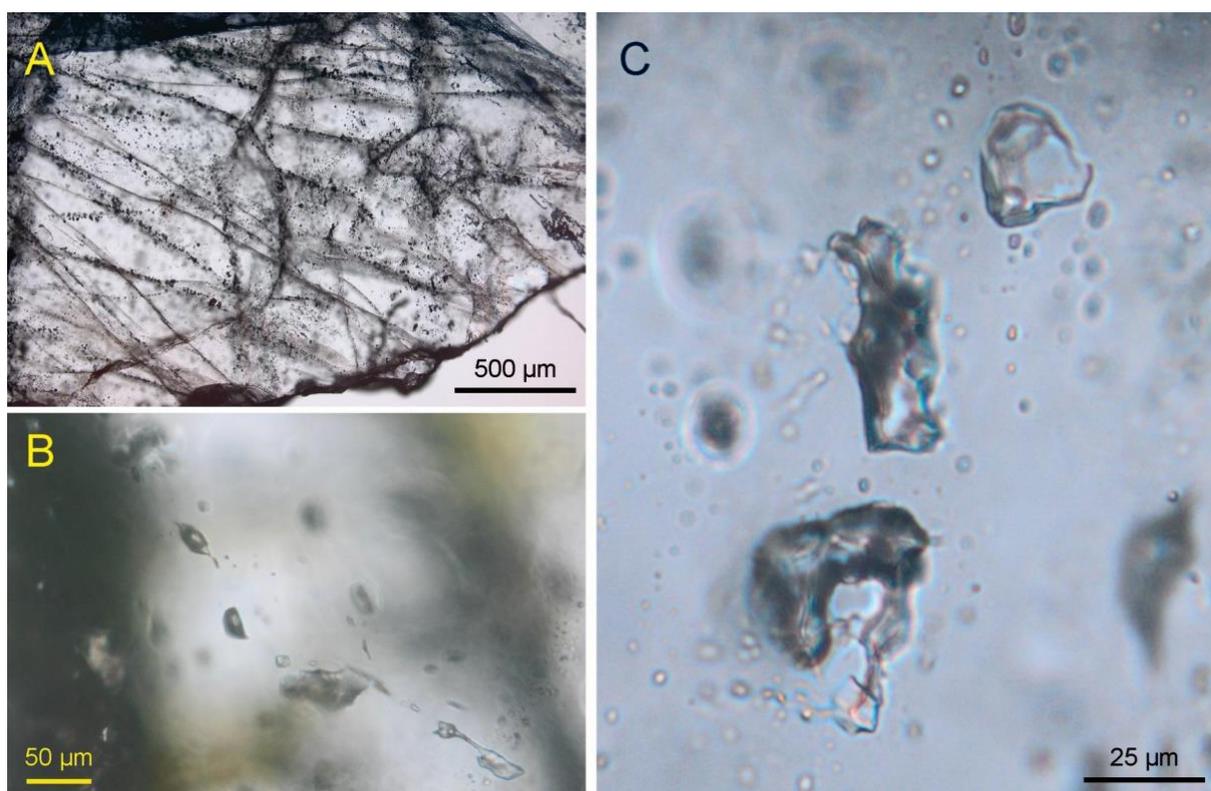


Figura 36 – Evidências texturais de deformação nos veios de quartzo e IF do alvo Coelho Central. A) Fragmento de veio de quartzo muito fraturado em lâmina bipolarida. B) Trilha pseudossecundária com IF carbônica e aquocarbônica mostrando feições de vazamento (rabiscos) e estrangulamento. C) IF aquosa estrangulada e restos de IF estranguladas e vazadas.

Ainda que grupos de inclusões fluidas com evidências visuais de estrangulamento e/ou vazamento tenham sido descartadas durante as análises microtermométricas, evidências microtermométricas de modificações pós-aprisionamento podem ser observadas em:

- (i) Correlação entre homogeneização do CO₂ e volume de CO₂ em inclusões aquocarbônicas, nas quais variedades com alto volume de CO₂ podem apresentar densidade baixa a média (ThCO₂ alta) indicando vazamento seletivo de H₂O em IF aquocarbônicas (Huizenga & Touret, 1999). No diagrama que relaciona essas variáveis,

trends de vazamento e imiscibilidade não estão bem definidos ou se confundem. O que se observa são *trends* verticalizados, ou seja, inclusões com iguais ou semelhantes V_{CO_2} homogeneizaram em um amplo intervalo de temperatura, consequentemente mostrando grande variação nos valores de densidade (Figura 37). Apesar disso, a maioria das IF aquocarbônicas mais ricas em H_2O mostram altas Th_{CO_2} (25 a 31,1 °C), favorecendo a hipótese de imiscibilidade de fluidos.

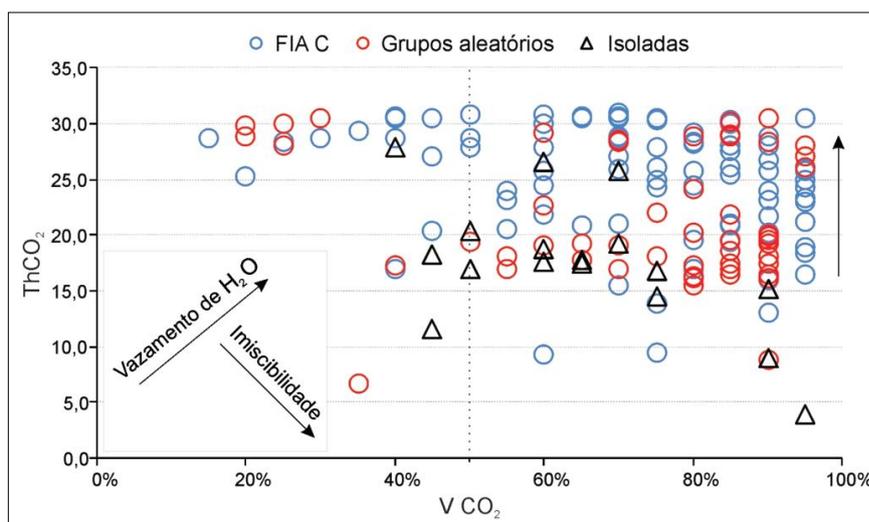


Figura 37 – Diagrama Th_{CO_2} vs V_{CO_2} para IF aquocarbônicas mostrando *trends* verticalizados para variedades mais ricas em CO_2 . Notar IF mais ricas em H_2O com Th_{CO_2} acima de 25 °C (baixa densidade), indícios favoráveis a processos de Imiscibilidade de fluidos.

- (ii) Fusão do clatrato em temperaturas negativas (salinidade moderada a alta) em inclusões aquocarbônicas ricas em H_2O (contendo sólidos – NaCl e KCl) e ricas em CO_2 . O fracionamento de sais para variedades ricas em H_2O é comum durante imiscibilidade de fluidos (Ramboz *et al.* 1982) e pode explicar a alta salinidade nas IF aquocarbônicas ricas em H_2O e com fases sólidas. Não obstante, para as IF ricas em vapor, o aumento da salinidade pode ser explicado pelas seguintes hipóteses: (a) presença de N_2 (~15%) nessas inclusões (Diamond, 1994), algo plausível já que foi reconhecida a presença de IF de N_2 associadas especialmente às IF carbônicas nos veios de quartzo estudados e (b) remoção de H_2O pós-aprisionamento por mecanismos de difusão (Hall *et al.* 1991, Frantz *et al.* 1992). Dessa forma, a alta salinidade em inclusões ricas em CO_2 poderia ter sido produzida tanto pela composição original do fluido ou por modificações pós-aprisionamento.

- (iii) Histogramas multimodais de ThCO_2 resultado de flutuação na pressão durante o aprisionamento desses fluidos, ou processos pós-aprisionamento como estrangulamento e vazamento (Vityk & Bodnar, 1995, Huizenga & Touret, 1999). Feições texturais de deformação observadas nos veios de quartzo como recristalização, formação de subgrãos, forte extinção ondulante e também nas IF como mostrado na figura 36 são fatores que corroboram à hipótese de modificação pós-aprisionamento.
- (iv) No diagrama Th vs Salinidade, embora o *trend* de imiscibilidade esteja suavemente marcado, tendências verticais características de processos pós-aprisionamento (vazamento, p. ex.) (Shepherd *et al.* 1985) aparecem bem marcadas para as inclusões aquocarbônicas (Figuras 38A e 38B).

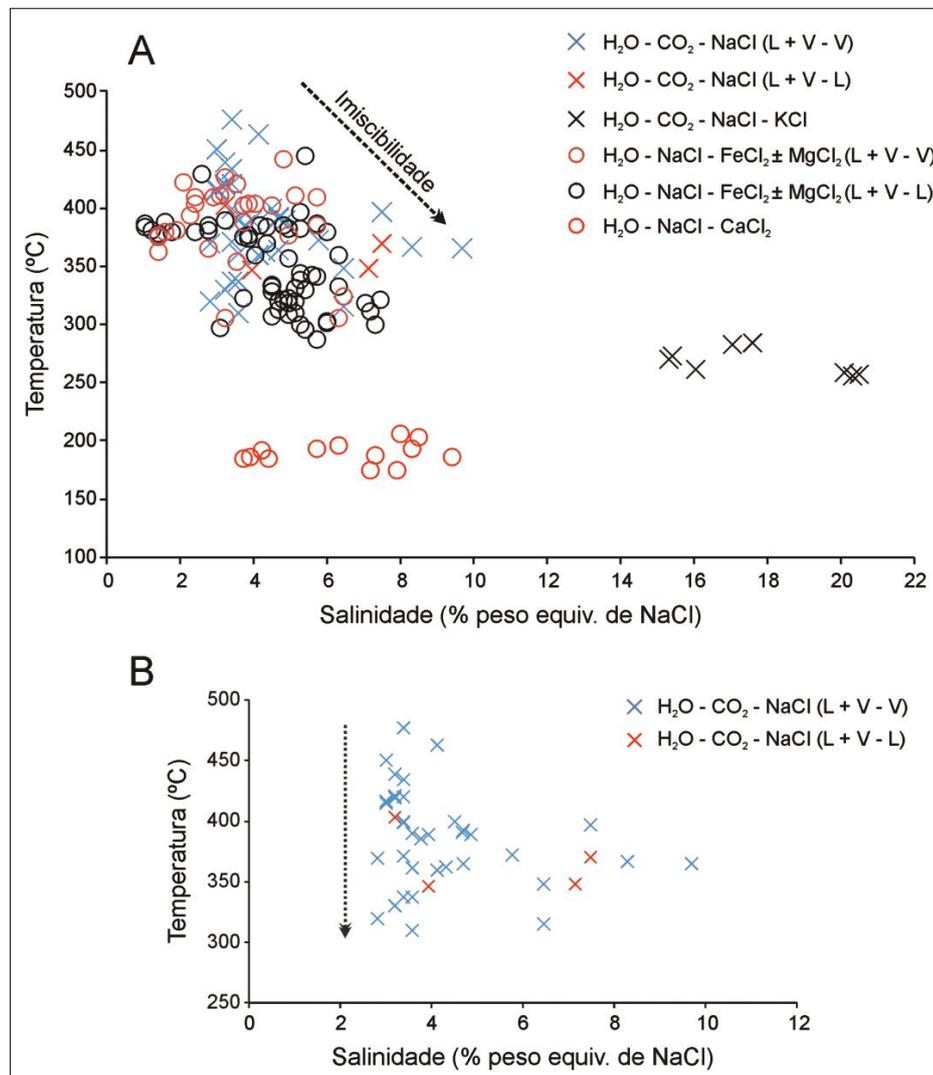


Figura 38 – Diagramas de Temperatura de homogeneização vs Salinidade. A) indicando *trend* de imiscibilidade para as inclusões aquocarbônicas e aquosas mais quentes, ambas associadas espacialmente às inclusões carbônicas. B) Detalhe para as inclusões aquocarbônicas mostrando tendências verticais sugestivas de vazamento e/ou estrangulamento (Shepherd *et al.* 1985) para parte dessas inclusões.

Diante do exposto, embora os critérios favoráveis à hipótese de imiscibilidade de fluidos tenham sido reconhecidos e apontem para este como o principal mecanismo que gerou as inclusões fluidas analisadas, as observações petrográficas dos veios e IF e parte dos dados microtermométricos obtidos indicam que modificações pós-aprisionamento podem também ter contribuído para a geração de parte das inclusões fluidas aprisionadas nos veios de quartzo do alvo Coelho Central.

4.4.3 Condições de P-T e profundidade

Condições de pressão e profundidade de formação da mineralização aurífera e alterações hidrotermais associadas foram estimadas pelo cruzamento entre as temperaturas fornecida pelos pares de isótopos estáveis (O e H) com isócoras construídas a partir dos valores de densidade global mais representativos para os grupos de inclusões carbônicas (Tipo 1) e aquocarbônicas coexistentes (Subtipo 3a). Petrograficamente, a mineralização aurífera do alvo Coelho Central pode ser dividida em dois estágios: (i) Ouro associado a venulações ricas em hornblenda, albita e biotita e à alteração potássica e (ii) Ouro em veios de quartzo. Assim sendo, foram estimados dois intervalos de pressão para a deposição do ouro em Coelho Central.

Para venulações ricas em hornblenda, albita e biotita e alteração potássica, ambas relacionadas à mineralização aurífera, o intervalo de pressão foi estimado pelo cruzamento das isócoras com temperaturas de 586 e 535 °C, obtidas pelos pares Ab - Bt ($\delta^{18}\text{O}$) e Bt - Tur (δD), respectivamente. Dessa forma, para essas alterações foi estimada pressão entre 3,2 e 5,5 kbar, correspondendo a profundidade entre 8,8 e 15,0 Km. Para os veios de quartzo, a geotermometria por isótopos estáveis ($\delta^{18}\text{O}$) forneceu três valores de temperatura distintos (Qz - Ttn = 523 °C, Qz - Bt = 500 °C e Cal - Bt = 484 °C). Nesse sentido, optou-se pelo cruzamento das isócoras com a média do valor desses geotermômetros (502 °C) no intercepto superior e um valor representativo de temperatura de homogeneização final para as IF aquocarbônicas (382 °C). Assim, foi estimada pressão entre 2,3 e 4,7 kbar, correspondendo à profundidade entre 6,3 e 13,0 Km para a formação dos veios de quartzo e mineralização aurífera associada (Figura 39), admitindo-se condições litostáticas. Embora sejam elevadas, as estimativas de pressão e profundidade mostram-se compatíveis com a significativa ocorrência de inclusões carbônicas de alta densidade ($> 1,0 \text{ g/cm}^3$) e com as assembleias hidrotermais relacionadas com a mineralização.

Esses valores são elevados em relação aos obtidos por Costa (2018) para os alvos Mirador e Queimadas (1,93 a 3,48 kbar), no entanto, mostram boa correspondência com as associações hidrotermais reconhecidas (diopsídio, hornblenda, albita, biotita e ilmenita) e são compatíveis com valores estimados para outros depósitos orogênicos de fácies anfibolito ao redor do mundo (Mueller & Groves, 1991, Kolb *et al.* 2015).

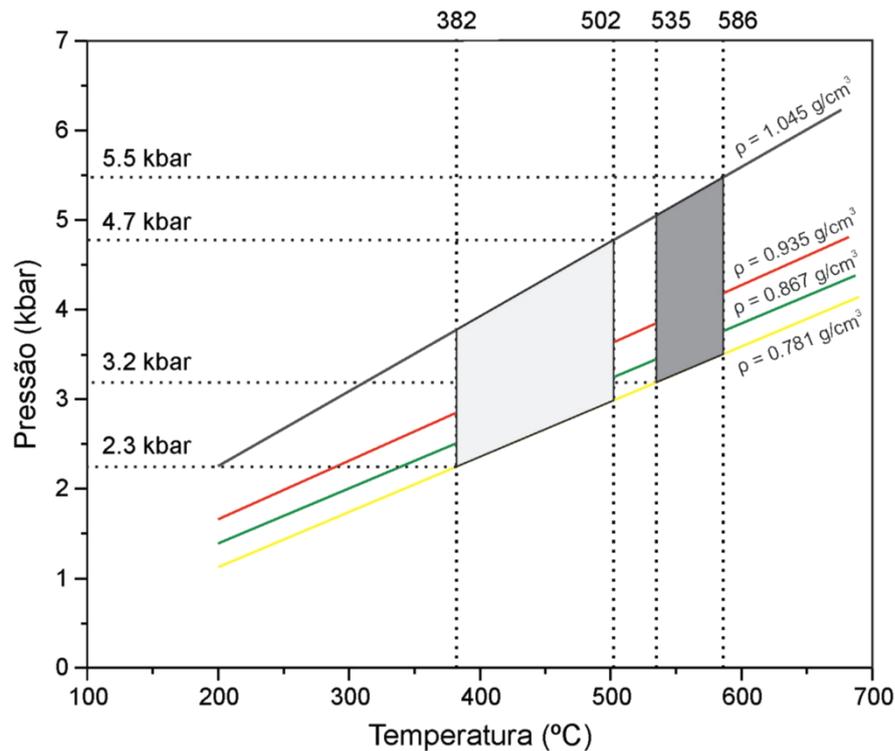


Figura 39 – Estimativas das condições de pressão e temperatura para a precipitação da mineralização aurífera no alvo Coelho Central e alterações hidrotermais associadas. A área de cor cinza escuro representa uma estimativa P-T para a formação de venulações ricas em hornblenda, albita e biotita, alteração potássica e ouro associado. A área de cor cinza claro, por sua vez, diz respeito às condições P-T de formação dos veios de quartzo e mineralização aurífera associada. A isócora cinza escuro ($\rho=1.045 \text{ g/cm}^3$) refere-se a um valor representativo para as IF carbônicas primárias com densidade maior que 1.0 g/cm^3 . A isócora vermelha ($\rho=0.935 \text{ g/cm}^3$) representa densidade média para inclusões carbônicas em grupos aleatórios. A isócora verde ($\rho=0.867 \text{ g/cm}^3$) refere-se a média para as IF aquocarbônicas isoladas (primárias). A isócora amarela ($\rho=0.781 \text{ g/cm}^3$) representa densidade média para IF aquocarbônicas em trilhas pseudossecundárias.

4.5 EVOLUÇÃO DO FLUIDO E O PAPEL DO CO₂ NA MINERALIZAÇÃO

Experimentos termodinâmicos mostram que o ouro e outros metais em soluções hidrotermais são transportados normalmente sob a forma de bissulfetos (AuHS^o e Au(HS)⁻²) e complexos de cloro (AuCl₂⁻) (Benning & Seward, 1996, Hayashi & Ohmoto, 1991). Esses complexos têm seu transporte mais eficaz por fluidos hidrotermais aquosos ao invés de fluidos ricos em CO₂ como o reconhecido no alvo Coelho Central (Seward 1991). Apesar disso, nos últimos anos, muitos autores vêm reconhecendo a importância, ainda que indireta, de fluidos ricos em CO₂ para o transporte e precipitação de ouro e metais (Phillips & Evans, 2004, Bark *et al.* 2007, Pokrovski *et al.* 2008, Chi *et al.* 2009, Klein & Fuzikawa, 2010, Hanley & Gladney, 2011, Cheng *et al.* 2017).

No alvo Coelho Central, embora as assembleias hidrotermais relacionadas à mineralização aurífera sejam hidratadas, sugerindo alta atividade de H₂O durante a evolução hidrotermal, veios de quartzo contendo sulfetos e ouro livre mostram ampla predominância de inclusões carbônicas sobre aquosas e aquocarbônicas, algo que nos impede de descartar a importância do CO₂ para a deposição do ouro e metais associados. Para além disso, a natureza carbônica de fluidos hidrotermais, mineralizantes ou não, não inviabiliza a formação de alterações hidrotermais hidratadas, conforme discutido por Tarnocai (2000) e Chi *et al.* (2009).

Processos de imiscibilidade vêm sendo apontado como importantes para a precipitação de ouro em depósitos orogênicos (Klein *et al.* 2006, 2015, Zhang *et al.* 2012, Lawrence *et al.* 2013, Wang *et al.* 2015, Sahoo *et al.* 2015). Assumindo a hipótese de imiscibilidade de um fluido aquocarbônico rico em CO₂ (CO₂-H₂O-NaCl±N₂±CH₄), é provável que boa parte de H₂O do fluido tenha sido consumida por reações com as rochas encaixantes e conseqüentemente pela formação de silicatos hidrotermais hidratados (hornblenda, epidoto, biotita e turmalina). Interação fluido/rocha deve ter causado alterações nas propriedades físico-químicas do fluido, tais como mudanças no pH e pressão do CO₂, importantes na redução da solubilidade, desestabilização dos complexos bissulfetados e precipitação do ouro tanto nos veios de quartzo como nas rochas encaixantes hidrotermalizadas (Lowenstern, 2001, Hagemann & Lüders, 2003). Como tais complexos têm mais afinidade com fluidos aquosos, é provável que o papel do CO₂ no transporte e precipitação dos metais seja secundário. Phillips & Evans (2004) propõem que o CO₂ tenha influência limitando (“tamponando”) o fluido em uma faixa de pH na qual aumente a concentração de ouro nos fluidos.

As presenças de CH₄ e N₂ na composição do fluido, seja por proporções misturadas ao CO₂, seja como inclusões independentes, podem ser explicadas pela interação do fluido com rochas metassedimentares contendo matéria orgânica (Shepherd *et al.* 1991). Especificamente em relação às proporções de CH₄ nas inclusões carbônicas e aquocarbônicas, interação fluido/rocha pode também ter sido responsável pela adição deste componente no sistema, causando a diminuição da fO_2 que, aliada à flutuação de pressão e variações no pH do fluido, pode ter causado desestabilização de complexos de AuHS^o ou Au(HS)⁻², contribuindo para a precipitação de ouro nas zonas hidrotermalizadas (Ridley & Diamond, 2000).

No estágio final da paleossistema hidrotermal, atividades tectônicas em um regime dúctil-rúptil com deformação e faturamento dos veios de quartzo contribuíram para infiltração de um fluido aquoso tardio (< 211 °C), de composição ~H₂O-NaCl-CaCl₂, reconhecido em inclusões aquosas em trilhas secundárias (FIA D), que precipitou em abundância calcita e pirita em fraturas e falhas. Análises petrográficas, inclusive detalhadas por MEV, nos mostram que nesse estágio hidrotermal não ocorreu precipitação de ouro e dos elementos a ele associados (Ag, Te, Bi, Pb e Ni) reconhecidos nos estágios iniciais da história hidrotermal do alvo Coelho Central.

4.6 COMPARAÇÕES COM DEPÓSITOS OROGÊNICOS DE FÁCIES ANFIBOLITO

Depósitos orogênicos hipozonais são reconhecidamente mais comuns em terrenos de idade arqueana a paleoproterozoica, ocorrendo em ambientes que vão de orógenos acrescionários até arcos magmáticos (Kolb *et al.* 2015). Nesse aspecto, o depósito Pedra Branca (e alvo Coelho Central) mostra boa correspondência com outros depósitos hipozonais reconhecidos pela literatura, tendo sua idade de formação definida em 2029 Ma (U–Pb em titanita hidrotermal), após pico metamórfico de fácies anfíbolito (Costa 2018). A tabela 5 traz as principais características de alguns depósitos de ouro orogênico hipozonais, mundialmente conhecidos, definidos e investigados com detalhe no que diz respeito aos seus aspectos geológicos e metalogenéticos, fazendo uma comparação com o alvo Coelho Central.

Em termos de rochas hospedeiras, o alvo Coelho Central apresenta muitas semelhanças com os depósitos do Campo aurífero Coolgardie (2644 Ma; U-Pb) (Knight *et al.* 2000). Os depósitos Chalice (Bucci *et al.* 2004), Three Mile Hill (Knight *et al.* 1996 e suas referências), e Marvel Loch (Mueller *et al.* 1991), alguns dos principais depósitos do campo, estão hospedados em rochas máficas e ultramáficas metamorizadas em fácies anfíbolito baixo a médio, variando de 550 a 600 °C e entre 3 e 4 Kbar (Laird & Albee, 1981), com paragênese metamórfica rica em hornblenda + plagioclásio + ilmenita (semelhante ao anfíbolito hospedeiro da mineralização Au no alvo Coelho Central). Essas condições se assemelham aquelas definidas por Sousa (2016) para o granada anfíbolito da Sequência Serra das Pipocas (547 °C; ~3Kbar). Além disso, para o depósito Chalice, por exemplo, Bucci *et al.* (2004) estabeleceram, por dados geocronológicos, contribuição de magmatismo granítico para a mineralização aurífera desse depósito, semelhante ao que Costa (2018) propõe para o Depósito Pedra Branca. Outros depósitos orogênicos hipozonais, tais como, Renco (Kolb *et al.* 2000), Hutti (Rogers *et al.* 2013), Hira Buddini (Mishra *et al.* 2005), Navachab (Wulff *et al.* 2010), Marymia (Vielreicher *et al.* 2002) e Musselwhite (Biczok *et al.* 2012), apresentam grande variação em suas rochas hospedeiras, as quais vão desde formações ferríferas bandadas a enderbitos, mas todos relacionados ao contexto de sequências *greenstone*.

No que diz respeito às alterações hidrotermais, esses depósitos apresentam, em linhas gerais, paragêneses ricas em granada, hornblenda, diopsídio, titanita, plagioclásio, calcita, biotita, actinolita e quartzo, associação mineral compatível com condições P e T de fácies anfíbolito (Mueller & Groves, 1991, Bucher & Frey, 1994). Em relação à assembleia sulfetada, dominam pirrotita e calcopirita, além da comum associação entre arsenopirita e lollingita

(FeAs₂) (Barnicoat *et al.* 1991, Neumayr *et al.* 1993), algo que não foi observado no alvo Coelho Central, tampouco nos alvos estudados por Costa (2018). Essa ausência é algo em comum entre os depósitos Pedra Branca e Renco. Segundo Kolb *et al.* (2000), a não formação de arsenopirita e lollingita nesse depósito é atribuída ao estado de oxidação dos fluidos mineralizantes, o que foi corroborado pela ocorrência de magnetita parcialmente substituída por pirrotita e pirita, indicando que o fluido esteve restrito ao tampão Po (pirrotita) + Mag (magnetita) + Py (pirita). Essa explicação pode ser utilizada para o depósito Pedra Branca, haja vista que a associação Po + Py + Mag (intimamente relacionada com o ouro) é reportada para os alvos Mirador e Queimadas (Costa 2018).

Em relação aos fluidos hidrotermais, abordagens por inclusões fluidas (IF) ainda são escassas, apesar disso, assim como no caso do alvo Coelho Central, a importância de fluidos ricos em CO₂ para a mineralização aurífera é reconhecida na maioria dos casos. No depósito Three Mile Hill, Cráton Yilgarn, Ridley & Hagemann (1999) identificaram fluidos contendo H₂O, CO₂ e CH₄, de baixa salinidade e que podem ter se originado a partir de um fluido aquocarbônico que sofreu adição de H₂ por difusão e perda de H₂O, pós-aprisionamento. Semelhantemente ao alvo Coelho Central, no depósito Renco, Kolb & Meyer (2002) identificaram zonas mineralizadas dominadas por IF carbônicas com densidade muito variável, sendo, segundo estes autores, as mais densas correlacionáveis com o pico metamórfico e as de menor densidade são divididas em dois grupos, o primeiro que representa parte das IF contemporâneas ao pico metamórfico mas reequilibradas e o segundo que, representa um estágio pós-pico metamórfico e está relacionado com a deposição da mineralização. Estes autores interpretam estas inclusões como formadas a partir do aprisionamento seletivo de CO₂ a partir de um fluido aquocarbônico de baixa salinidade, uma interpretação que pode ser plausível para a abundância de IF carbônicas reconhecidas nos veios de Coelho Central.

No depósito paleoproterozoico Faboliden, norte da Suécia, Bark *et al.* (2007) definiram um processo de mistura entre um fluido rico em CO₂-CH₄ e um segundo rico em H₂S como o principal mecanismo para a precipitação de ouro, arsenopirita, lollingita e grafita no depósito. Além da ocorrência de fluido rico em CO₂, o sistema de fluidos responsável pela alteração e mineralização nesse depósito se assemelha ao do alvo Coelho Central pela ocorrência de fluidos tardios de moderada a alta salinidade ricos em CaCl₂ que, nesse alvo, foram responsáveis por alterações tardias ricas em Ca (bolsões com epidoto, titanita e calcita e carbonatação).

Quanto à fonte dos fluidos, estimativas por isótopos estáveis, complementadas por dados geocronológicos, têm definido a participação predominantemente de fluidos de fontes magmática e metamórfica. Para o depósito Pedra Branca, Costa (2018) interpreta os fluidos formadores do depósito como de origem magmática, mas com interação com fluidos das rochas metavulcanossedimentares do *Greenstone* Serra das Pipocas. Essa hipótese, além de sugerida pelos dados isotópicos, é corroborada pela estreita relação do ouro com magnetita e elementos como Te, Pb e Bi, neste último caso, algo que também foi constatado nas zonas mineralizadas do alvo Coelho Central. No depósito neoarqueano Marvel Loch (Mueller *et al.* 1991), região oeste da Austrália, a associação do Au com Te, Bi e Pb, aliada a dados isotópicos de Pb e Sr e dados geocronológicos indicam participação de fluidos magmáticos na formação daquele depósito. Por outro lado, existem aqueles depósitos em que há mistura de fluidos de uma fonte magmática e de fonte metamórfica, como são os casos dos depósitos Faboliden, Musselwhite, Hutti e Hira Buddini, nos quais a cristalização de granitos e pegmatitos em altas profundidades liberou fluidos que se misturaram aos fluidos das rochas metamórficas encaixantes e culminaram com a mineralização aurífera em condições hipozonais (Bark & Weihed, 2012, Biczok *et al.* 2012, Rogers *et al.* 2013, Chinnasamy & Mishra, 2009, Krienitz *et al.* 2018).

Tabela 5 – Principais aspectos geológicos e metalogenéticos de depósitos de ouro orogênicos hipozonais ao redor do mundo e do depósito Pedra Branca.

Depósito	Idade	Rochas Hospedeiras	Alteração hidrotermal	Condições P-T	Inclusões Fluidas	Fonte dos Fluidos
Campo Aurífero Coolgardie (Chalice, e Three Mile Hill) (1, 2, 3, 4)	2644 ± 8 Ma (U-Pb em Zr)	Anfibolitos (Metatoleítos, Metabasaltos); Metapelitos	quartzo, plagioclásio, feldspato potássico, diopsídio, calcita, hornblenda, granada, biotita, pirita, pirrotita, magnetita e scheelita.	490 a 590 °C; 3 a 4 Kbar	Fluido rico em CO ₂ + CH ₄ ± H ₂ O, de baixa salinidade	Magmática ou Metamórfica (Isótopos de O, H, C e Sr)
Renco, Sul do Zimbábue (5, 6)	2560 ± 10 Ma (Pb-Pb em Ccp e Po)	Enderbitto (Ortopiroxênio Tonalito)	granada, biotita, feldspato potássico, quartzo, pirrotita, calcopirita, ouro e siderita.	610 a 710 °C; 4 Kbar	Fluido rico CO ₂ de baixa salinidade e com densidade muito variável.	Metamórfico (Isótopos de S, O e Sr)
Faboliden, Norte da Suécia (7, 8)	1800 Ma (U-Pb em Zr de granitos)	Metagrauvaca; Rochas metavulcânicas	diopsídio, anfibólio, biotita, andaluzita, turmalina, ouro, arsenopirita, lollingita e stilbinita	520 a 560 °C; 4 Kbar	Fluidos ricos em CO ₂ -CH ₄ e H ₂ S de baixa salinidade. Fluido tardio salino rico em CaCl ₂ .	Mistura de fluidos Magmáticos e Metamórficos
Musselwhite, Canadá (9)	2690 ± 9 Ma (Sm-Nd em Grt)	Formações Ferríferas Bandadas	hornblenda, granada, pirrotita e ouro.	540 a 600 °C; 3 Kbar.	nd	Mistura de fluidos Magmático e Metamórfico (Isótopos de O, H e N)
Hutti e Hira Buddini, Sul da Índia (10, 11, 12, 13)	2580 – 2540 Ma (U-Pb em Zr de granitos)	Anfibolitos; Xistos félsicos	biotita, plagioclásio, quartzo, calcita, pirita, arsenopirita ± feldspato potássico e actinolita.	460 a 590 °C; 3 a 4 Kbar	nd	Mistura de fluidos Magmático e Metamórfico (Isótopos de H, O, S e B)
Navachab, Namíbia (14)	525 – 520 Ma (Re-Os em Mo)	Formações Ferríferas Bandadas	clinopiroxênio, granada, hornblenda, ouro, pirrotita, pirita, arsenopirita, lollingita, calcopirita, maldonita e Bi-teluretos.	550 °C; 2 Kbar	nd	Metamórfico (Isótopos de O, H, C e S)
São Sebastião, Cráton São Francisco, Brasil (15, 16)	2800 Ma	Formações Ferríferas Bandadas	turmalina, feldspato potássico, scheelita, ankerita, F-apatita, pirrotita, calcopirita, arsenopirita, pirita, Bi-teluretos e esfalerita	465 a 600 °C;	nd	nd

Alvos Mirador e Queimadas, Depósito Pedra Branca, Maciço de Troia, Brasil (17)	2029 Ma (U-Pb em Ttn)	Rochas metavulcânicas máficas a intermediárias e albititos	diopsídio, titanita, biotita, albita, hornblenda, calcita, quartzo, pirrotita, pirita, ouro, galena magnetita, Au-Ag-Pb-teluretos.	467 a 526 °C; 1,9 a 3,5 Kbar	Fluido rico em CO ₂ e de baixa salinidade.	Fluido magmático misturado com fluidos de rochas metassedimentares (Isótopos de H, O e C)
Coelho Central, Depósito Pedra Branca, Maciço de Troia, Brasil	nd	granada anfíbolito; ilmenita anfíbolito	diopsídio, titanita, calcita, biotita, albita, granada, hornblenda, quartzo, pirrotita, calcopirita, pentlandita, ouro, Au-Ag-teluretos, Bi-Ni-Pb teluretos, pirita e ilmenita.	380 a 586 °C; 2,2 a 5,5 Kbar	Fluido rico em CO ₂ , de baixa salinidade e com densidade muito variável.	Fluido magmático contaminado por interação com fluidos de rochas metavulcanossedimentares (Isótopos de H, O, S e C)

REFERÊNCIAS: 1 - Knight *et al.* (1996); 2 - Ridley & Hagemann (1999); 3 - Bucci *et al.* (2004); 4 - Knight *et al.* (2000); 5 - Kolb *et al.* (2000); 6 - Kolb & Meyer (2002); 7 - Bark *et al.* (2007); 8 - Bark & Weihed (2012); 9 - Biczok *et al.* (2012); 10 - Mishra *et al.* (2005); 11 - Chinnasamy & Mishra (2009); 12 - Rogers *et al.* (2013); 13 - Krienitz *et al.* (2018); 14 - Wulff *et al.* (2010); 15 - Cabral & Corrêa Neto (2015); 16 - Soares *et al.* (2018); 17 - Costa (2018).

ABREVIATURAS: Ccp - calcopirita; Grt - granada; Mo - molibdenita; Po - pirrotita; Ttn - titanita; Zr - zircão; nd - não determinado.

5 CONCLUSÕES

O depósito aurífero Pedra Branca, localizado no Maciço de Troia, Província Borborema, é constituído por quatro alvos principais: Mirador, Queimadas, Igrejinhas e Coelho Central. Baseado no contexto geológico, nas assembleias hidrotermais, geotermometria por isótopos estáveis e dados geocronológicos, Costa (2018) classificou o depósito como orogênico hipozonal formado em condições de fácies anfíbolito e controlado por eventos de exumação tectônica riaciana (2029 Ma) e neoproterozoica (575 Ma), neste último caso associada à orogênese Brasileira/Pan-Africana. Para o alvo Coelho Central, os dados obtidos nesta pesquisa permitem concluir os pontos abaixo descritos.

As observações petrográficas mostram que as rochas afetadas pelas alterações hidrotermais e que hospedam a mineralização aurífera no alvo Coelho Central são anfíbolitos (ilmenita anfíbolito e granada anfíbolito) formados a partir de protólitos ígneos máficos. Essas rochas representam os principais litotipos metavulcânicos do *Greenstone* Serra das Pipocas e formam a porção basal dessa sequência. Além desses, ocorrem, de modo subordinado, lentes de metatonalitos e metadacitos alterados hidrotermalmente e mineralizados.

A atividade hidrotermal está registrada por diversos estágios de alterações que se formaram após o pico metamórfico, em condições de fácies anfíbolito, substituindo as paragêneses minerais metamórficas originais e também se superpondo entre si. No estágio mais precoce, venulações cálcio-silicáticas (diopsídio + titanita + calcita + epidoto ± sulfetos) alteraram preferencialmente ilmenita anfíbolitos. Em seguida, venulações ricas em hornblenda, albita e biotita com ouro associado formaram-se a partir de um fluido rico em ^{18}O ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = +9,3$ a $+10,7\text{‰}$; 586 °C). Zonas potassicadas ricas em biotita, com sulfetação e ouro associado, sobrepõem-se às zonas de venulações, marcando um estágio com assinatura isotópica do fluido semelhante em relação à assinatura para as venulações ($\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}} = +8,6$ a $+9,5\text{‰}$; 535 °C).

Veios de quartzo representam a alteração mais expressiva observada no alvo. Cortam as alterações anteriores e incluem calcita, titanita, biotita, turmalina, pirrotita, pirita e partículas de ouro livre. Apresentam relações de contemporaneidade com intervalos potassicados, com biotita e sulfetos ocorrendo nas bordas dos veios. Apresentam valores de $\delta^{18}\text{O}$ variando entre $+6,8$ e $+8,6\text{‰}$ (484 a 523 °C), assinatura ligeiramente mais empobrecida em comparação com os estágios hidrotermais anteriores. Apesar da assinatura mais empobrecida, estes valores

sugerem variações geoquímicas em virtude da diminuição de temperatura e interação com as rochas encaixantes, e não pela adição de um fluido com assinatura geoquímica diferente.

A mineralização é do tipo aurífero-sulfetada e ocorre em equilíbrio com as associações minerais das alterações iniciais e com os veios de quartzo. Zonas mineralizadas apresentam-se deformadas e são compostas por pirrotita e calcopirita, com pentlandita, pirita e Co-pentlandita associadas. O ouro ocorre principalmente como partículas inclusas em pirrotita e calcopirita e livre em veios de quartzo, mostrando afinidade positiva com Ag e Cu. Associada ao ouro, foi reconhecida uma assembleia de teluretos que inclui, Au-Ag teluretos, melonita (NiTe_2), altaíta (PbTe) e telurobismutita (BiTe_2), além de espécies de S e Te nativos.

Estágios hidrotermais tardios em relação à mineralização aurífera estão representados por três alterações distintas divididas em: (i) Bolsões com epidoto, titanita e calcita, (ii) Cloritização e (vii) Carbonatação, as quais marcam condições P-T de fácies xisto verde. Na carbonatação, estágio de alteração em regime dúctil-rúptil, ocorrem concentrações significativas de pirita \pm esfalerita, no entanto sem partículas de ouro ou teluretos associados.

A composição isotópica do enxofre ($\delta^{34}\text{S}_{\text{CDT}} = -3.1$ a $+2.7\%$) indica condições relativamente reduzidas (presença de pirrotita) e aponta para fontes magmáticas ou para média de reservatórios crustais. Monzogranitos (2068 Ma) e rochas metavulcânicas máfico-ultramáficas são potenciais fontes das quais o enxofre pode ter sido lixiviado, hipótese corroborada pela ocorrência de Bi, Pb, Te, Ni e Co nas zonas sulfetadas, elementos de afinidade geoquímica com rochas graníticas e máfico-ultramáficas das quais podem ter sido lixiviados também.

As composições isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{34}\text{S}$ são sugestivas de fontes de fluidos profundas, provavelmente magmática misturados em algum nível com fluidos supracrustais oriundos da sequência *greenstone* Serra das Pipocas encaixante, característica comum a diversos depósitos orogênicos formados em condições de fácies anfibolito.

Assembleias de inclusões fluidas em veios de quartzo e seus dados microtermométricos indicam um sistema de fluido de composição à base de $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{O-NaCl}\pm\text{N}_2\pm\text{CH}_4$ de baixa salinidade ($<9,7\%$ equiv. de NaCl) que, a partir de processos de imiscibilidade, gerou os três tipos principais de inclusões fluidas reconhecidas, sendo as variedades carbônicas e aquosas os

membros composicionais extremos do fluido. A abundância em inclusões carbônicas, com alta densidade, algo comum em depósitos orogênicos hipozonais, é sugestiva de fonte profunda para o CO₂ (magmática ou metamórfica) e que o fluido foi aprisionado em condições equivalentes as de fácies anfíbolito. Em um estágio tardio, em regime dúctil-rúptil, um fluido aquoso de composição à base de H₂O-NaCl-CaCl₂ contribuiu para a precipitação de calcita e pirita em fraturas e falhas, sem ouro associado.

Ouro e metais a ele associados foram transportados por complexos iônicos bissulfetados (ex. Au(HS)⁻²) e precipitados por mecanismo de separação de fases (imiscibilidade de fluidos), aliado a processos como modificações nas condições redox e no pH do fluido hidrotermal, interações fluido-rocha e resfriamento do sistema, em dois estágios distintos, entre 3,2 e 5,5 Kbar e 8,8 e 15,0 Km para ouro em venulações de hornblenda, albita e biotita e alteração potássica, e entre 2,3 e 4,7 Kbar, de 6,3 e 13,0 Km para ouro nos veios de quartzo, condições equivalentes as de fácies anfíbolito.

Por fim, os aspectos geológicos e metalogenéticos reconhecidos nas rochas, alteração hidrotermal e sistema de fluidos do alvo Coelho Central são compatíveis com aqueles atribuídos à maioria dos depósitos de ouro orogênicos hipozonais descritos na literatura, acrescentando novas informações e ratificando a classificação e modelo propostos por Costa (2018).

REFERÊNCIAS

- Alcântara D.C.B.G. & Alkmin L.A.S. 2013. *Estudo geológico da região a leste do Município de Tauá-CE na escala 1:30.000*. Trabalho de conclusão de curso. Belo Horizonte: UFMG.
- Almeida F.F.M., Hasui Y, Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. *In: 8º SBG – Núcleo Nordeste*, Campina Grande, p. 363-391.
- Almeida F.F.M., Hasui Y, Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**:1–29.
- Amaral W.S. 2010. Análise geoquímica, geocronológica e termobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. Tese de Doutorado, Universidade Estadual de Campinas-SP.
- Amaral W.S., Santos T.J.S., Wernick E., Nogueira Neto J. A., Dantas E. L., Matteini M. 2012. High-pressure granulites from Cariré, Borborema Province, NE Brazil: tectonic setting, metamorphic conditions and U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **22** (3-4):892–909.
- Amaral W.S., Santos T.J., Ancelmi M.F., Fuck R.A., Dantas E.L., Matteini M., Moreto C.P. 2015. 1.57 Ga protolith age of the Neoproterozoic Forquilha eclogites, Borborema Province, NE-Brazil, constrained by U-Pb, Hf and Nd isotopes. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:210–222.
- Angeli, N. 2005. Platinum group minerals in eastern Brazil: geology and occurrences in chromitites and placers. *Platinum Metals Review*, **49**:41-53.
- Angeli N., Bevenuto C.F., Antunes L.A., Campos M.C., Mamani, R. 2009. Cromititos do Complexo de Pedra Branca: química mineral e platinoides associados, Ceará, Brasil. *In: 23º SBG – Núcleo Nordeste*, Fortaleza, *Resumos...1 CD-ROM*.
- Apted M.J. & Liou J.G. 1982. Phase relations among greenschist, epidote-amphibolite, and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **283A**: 328 – 354.
- Araujo C.E.G., Costa F.G., Pinéo T.R.G., Cavalcante J.C., Moura C.A.V. 2012. Geochemistry and $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril–Santa Quitéria granitic–migmatitic complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **33**: 21–33.
- Araújo C. E. G. & Naleto J. L. C. 2014. *Mapa Geológico da Folha Mombaça (SB.24-V-D-V). Escala 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil-PLGB. CPRM – Fortaleza.
- Arthaud M. H. & Landim D. F. 1995. Relações da Sequência Metassedimentar de Quixeramobim com seu embasamento. *In: 16º Simpósio de Geologia do Nordeste*, vol. 1, pp. 125-128.
- Arthaud M.H., Caby R., Fuck R.A., Dantas E.L., Parente C.V. 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. *In: Pankhurst R. J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (Eds.) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, v.294. Geological Society of London, p. 49–67. Special Publications.

- Bark G. & Weihed P. 2012. Geodynamic settings for Paleoproterozoic gold mineralization in the Svecofennian domain: a tectonic model for the Fäboliden orogenic gold deposit. *Ore Geology Reviews*, **48**:403–412.
- Bark G., Broman C., Weihed P. 2007. Fluid chemistry of the Palaeoproterozoic Fäboliden hypozonal orogenic gold deposit, northern Sweden: Evidence from fluid inclusions. *Journal of the Geological Society of Sweden (GFF)*, **129**(3): 197–210.
- Barnicoat A.C., Fare R.I., Groves D.I., McNaughton N.J. 1991. Synmetamorphic lode-gold deposits in high-grade Archaean settings. *Geology*, **19**:921–924.
- Barrueto H.R. & Hunt W. 2010. Main features of the Pt-Pd chromitite-type ore deposit, Troia Unit, Cruzeta Complex, Northeast Brazil: Insights provided by microscopic and chemical approaches. *In: 11th International Platinum Symposium, Sudbury, Canada.*
- Bath A.B., Walshe J.L., Cloutier J., Verrall M., Cleverley J.S., Pownceby M.I., Macrae C.M., Wilson N.C., Tunjic J., Nortje G.S., Robinson P. 2013. Biotite and apatite as tools for tracking pathways of oxidized fluids in the Archean East Repulse gold deposit, Australia. *Economic Geology*, **108**:667–690.
- Beaudoin G. & Pitre D. 2005. Stable isotope geochemistry of the Archean Val-d'Or (Canada) orogenic gold vein field. *Mineralium Deposita*, **40**:59–75.
- Bell R.M., Kolb J., Waight T.E., Bagas L, Thomsen T.B. 2017. A Palaeoproterozoic multi-stage hydrothermal alteration system at Nalunaq gold deposit, South Greenland. *Mineralium Deposita*, **52**(3): 383–404.
- Benning, L. G. & Seward, T. M. 1996. Hydrosulphide complexing of Au(I) in hydrothermal solutions from 150-400°C and 500-1500 bar. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**(11):1849-1871.
- Best, M.G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science Ltd., New York.
- Biczok J., Hollings P., Klipfel P., Heaman L., Maas R., Hamilton M., Kamo S., Friedman, R. 2012. Geochronology of the North Caribou greenstone belt, Superior Province Canada: implications for tectonic history and gold mineralization at the Musselwhite mine. *Precambrian Research*. 192–195, 209–230.
- Bodnar R. J. & Vityk M. O. 1994. Interpretation of microthermometric data for H₂O-NaCl fluid inclusions. *In: De Vivo, B. & Frezzotti, M.L. (Eds.) Fluid inclusions in minerals: methods and applications*, Blacksburg, Virginia Tech, p. 117-130.
- Borisenko A. 1977. Study of the salt composition of solutions in gas-liquid inclusions in minerals by the cryometric method. *Soviet Geology and Geophysics*, **18**(8):11-18.
- Bowers T. S. & Helgeson H. C. 1983. Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of non-ideal mixing in the system H₂O-CO₂-NaCl on phase relations in geological systems: equation of state for H₂O-CO₂-NaCl fluids at high pressures and temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **47**(7):1247–1275.

Brito Neves B.B., 1975. Regionalização geotectônica do Pré-Cambriano Nordeste. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, São Paulo - SP, 198 p.

Brito Neves B.B., Dos Santos E.J., Van Schmus W.R. 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *In: Cordani U., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.) Tectonic Evolution of South America. Proceedings of the 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 151–182.*

Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Fetter A.H. 2001. Noroeste da África – Noroeste do Brasil (Província Borborema) Ensaio corporativo e problemas de correlação. *Revista do Instituto de Geociências. USP Série Científica*, São Paulo, **1**:59-78.

Brown P.E. 1989. Flincor: a microcomputer program for the reduction and investigation of fluid-inclusion data. *American Mineralogist*, **74**:1390-1393.

Brown P.E., Lamb W.M. 1986. Mixing of H₂O e CO₂ in fluid inclusions; Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **50**:847-852.

Bucci L.A., Hagemann S., Groves D.I., Standing J.G. 2002. The Archean Chalice gold deposit: a record of complex, multistage, high-temperature hydrothermal activity and gold mineralisation associated with granitic rocks in the Yilgarn Craton, Western Australia. *Ore Geology Reviews*. **19**:23–67.

Bucci L.A., McNaughton N.J, Fletcher I.R, Groves D.I, Kositsin N., Stein H.J., Hagemann S.G. 2004. Timing and Duration of High-Temperature Gold Mineralization and Spatially Associated Granitoid Magmatism at Chalice, Yilgarn Craton, Western Australia. *Economic Geology*, **99**:1123–1144.

Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. New York, Springer-Verlag.

Castro N. A. 2004. Evolução Geológica proterozoica da Região entre Madalena e Taparuaba, Domínio Tectônico Ceará Central (Província Borborema). Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, USP, São Paulo - SP, 221 p.

Cabral A.R. & Corrêa Neto A.V. 2015. Empirical Bi₈Te₃ and Bi₂Te from the São Sebastião gold deposit, Brazil: Implications for lode-gold mineralization in Minas Gerais. *The Canadian Mineralogist*, **53**(6):1061-1072.

Cavalcante J.C., Vasconcelos A.M., Medeiros M.F., Paiva I.P., Gomes F.E.M., Cavalcante S. N., Cavalcante J.E., Melo A.C.R., Duarte Neto V.C., Benevides H.C. 2003. *Mapa Geológico do Estado do Ceará. Escala 1:500.000*. Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza. CPRM.

Cavalcanti J. A. D. 2011. *Mapa Geológico da Folha Várzea do Boi (SB.24-V- -D-IV). Escala 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil-PLGB. Fortaleza: CPRM.

Chen H.Y., Chen Y.J., Baker M. 2012. Isotopic geochemistry of the Sawayaerdun orogenic-type gold deposit, Tianshan, northwest China: implications for ore genesis and mineral exploration. *Chemical Geology*, **310–311**:1–11.

- Cheng X., Xu J., Wang J., Xue Q., Zhang H. 2017. Carbonic fluids in the Hamadi gold deposit, Sudan: origin and contribution to gold mineralization. *Canadian Journal Earth Science*, **54**: 494–511.
- Chi G.X. & Lu H.Z. 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. *Acta Petrologica Sin*, **24**:1945–1953 (in Chinese with English abstract).
- Chi G., Liu Y., Dubé B. 2009. Relationship between CO₂-dominated fluids, hydrothermal alterations and gold mineralization in the Red Lake greenstone belt, Canada. *Applied Geochemistry*, **24**:504–516.
- Chinnasamy S.S. & Mshira B. 2009. Uniformity in sulfur isotope composition in the orogenic gold deposits from the Dharwar Craton, southern India. *Mineralium Deposita*, **44**:597–605.
- Coleman M.L., Shepherd T.J., Durham J.J., Rouse J.E., Moore G.R. 1982. Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry*, **54**(6):993–995.
- Collins P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, **74**:1443–1444.
- Costa F.G. 2013. *Geologia e Recursos Minerais da Folha Quixadá (SB-24-V-B-VI). Escala: 1:100.000*. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Serviço Geológico do Brasil, Fortaleza. CPRM.
- Costa F.G., Rodrigues J.B., Cavalcanti J.A.D., Palheta E.S.M., Vasconcelos A.M. 2014a. U-Pb LA-ICPMS ages of detrital zircons from the paleoproterozoic Algodões and Serra das pipocas greenstone-like sequences, Ceará Central Domain. *In: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Brazil*, p. 110.
- Costa F.G., Rodrigues J.B., Naleto J.L.C., Vasconcelos A.M., Barreto H. R. 2014b. 2036 Ma SHRIMP U-Pb zircon age for PGE-bearing chromitites of the Troia mafic-ultramafic complex, Ceará Central Domain. *In: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Brazil*, p. 164.
- Costa F.G., Palheta E.S.P., Rodrigues J.B., Gomes I.P., Vasconcelos A.M. 2015a. Geochemistry and U-Pb zircon ages of plutonic rocks from the Algodões granite-greenstone terrane, Troia Massif, northern Borborema Province, Brazil: Implications for Paleoproterozoic subduction-accretion processes. *Journal of South American Earth Sciences*, **59**:45-68.
- Costa, F. G. 2015b. *Metalogenia das Províncias Minerais do Brasil: Área Troia-Pedra Branca, Estado do Ceará*. Brasília: CPRM, 49 p.
- Costa F.G., Klein E.L, Barreto H. R, Naleto J.L.C., Rodrigues J.B. 2015c. The Pedra Branca mafic-ultramafic complex, Troia massif, NE Brazil: a PGE-bearing chromitite/dunite/gabbro association related to paleoproterozoic (ca. 2036 Ma) post-collisional setting. *In: XXVI Simpósio de Geologia do Nordeste - Natal/RN*.
- Costa F.G., Klein E.L., Corrêa Lima R.G., Naleto J.L.C., 2016. Geology, geochronology and gold metallogenesis of the Serra das Pipocas granite-greenstone terrane. *In: 48^o Congresso Brasileiro de Geologia, Porto Alegre – RS*, p. 9278. (*on line*)

Costa F.G. 2018. Geologia e metalogênese do ouro do *greenstone belt* da Serra das Pipocas, Maciço de Troia, Província Borborema, NE-Brasil. Tese de Doutorado - Programa de Pós-graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2018, 226 p.

Costa F.G., Klein E.L., Lafon J.M., Milhomen Neto J.M., Galarza M.A., Rodrigues J.B., Naletto J.L.C., Corrêa Lima R.G. 2018. Geochemistry and U–Pb–Hf zircon data for plutonic rocks of the Troia Massif, Borborema Province, NE Brazil: Evidence for reworking of Archean and juvenile Paleoproterozoic crust during Rhyacian accretionary and collisional tectonics. *Precambrian Research*, **311**:167–194.

Craw D., Upton P., Yu B.-S., Horton T., Chen Y.G. 2010. Young orogenic gold mineralization in active collisional mountains, Taiwan. *Mineralium Deposita*, **45**:631–646.

Diamond L. 1994. Salinity of multivolatile fluid inclusions determined from clathrate hydrate stability. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**:19–41.

Doublier M.P., Thebaud N., Wingate M.T.D., Romano S.S., Kirkland C.L., Gessner K., Mole D.R., Evans N. 2014. Structure and timing of Neoproterozoic gold mineralization in the Southern Cross district (Yilgarn craton, Western Australia) suggest leading role of late low-Ca I-type granite intrusions. *Journal of Structural Geology*, **67**:205–221.

Eldridge C.S., Compston W., Williams I.S., Harris J.W., Bristow J.W. 1991. Isotope evidence for the involvement of recycled sediments in diamond formation. *Nature*, **353**:649–653.

Fetter A.H. 1999. U/Pb and Sm/Nd Geochronological Constraints on the Crustal Framework and Geologic History of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of Gondwana. PhD Thesis. Department of Geology, Kansas University, Lawrence, 164 p.

Fetter A.H., Van Schmus W.R., Dos Santos T.J.S., Nogueira Neto J.A., Arthaud M.H. 2000. U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the existence of the paleoproterozoic supercontinent “Atlântica”. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1):102-106.

Fragomeni P.R.P. 2011. Levantamento e estudo das ocorrências de grafita do Distrito Grafítico Aracoiaba-Baturité, CE. Tese de Doutorado - Universidade do Estado do Rio de Janeiro. Centro de Tecnologias e Ciências. Rio de Janeiro, 137p.

Fragomeni P.R.P., Pereira. R. M. 2013. The graphite mineralization in the Aracoiába-Baturité District (CE): geotectonic and metallogenetic implications. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(2):223-234.

Frantz J.D., Popp R.K., Hoering T.C. 1992. The compositional limits of fluid immiscibility in the system H₂O–NaCl–CO₂ as determined with the use of synthetic fluid inclusions in conjunction with mass spectrometry. *Chemical Geology*, **98**:237–255

Fu B. & Touret J.L.R. 2014. From granulite fluids to quartz-carbonate megashear zones: The gold rush. *Geoscience Frontier*, **5**:747–758.

Ganade C.E.G., Basei M.A.S., Grandjean F.C., Armstrong R., Brito R.S. 2017. Contrasting Archaean (2.85–2.68 Ga) TTGs from the Tróia Massif (NE–Brazil) and their geodynamic implications for flat to steep subduction transition. *Precambrian Research*, **297**: 1–18.

Garcia M.G.M., Santos T.J.S., Amaral W.S. 2014. Provenance and tectonic setting of Neoproterozoic supracrustal rocks from the Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): constraints from geochemistry and detrital zircon ages. *International Geology Reviews*, **56**:481–500.

Goldfarb R.J., Leach D.L., Miller M.L., Pickthorn W.J. 1986. Geology, metamorphic setting, and genetic constraints of epigenetic lode-gold mineralization within the Cretaceous Valdez Group, south-central Alaska. Geological Association of Canada Special Paper, **32**: 87–105.

Goldfarb R.J., Groves, D.I. Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geologic time; a global synthesis. *Ore Geology Reviews*, **18**, 1–75.

Goldfarb R.J., Ayuso R., Miller M.L., Ebert S.W., Marsh E.E., Petsel S.A., Miller L.D., Bradley D., Johnson C., McClelland W. 2004. The Late Cretaceous Donlin Creek deposit, southwestern Alaska - controls on epizonal formation. *Economic Geology*, **99**: 643–671.

Goldfarb R.J., Baker T., Dubé B., Groves D.I., Hart C.J.R., Gosselin P. 2005. Distribution, character, and genesis of gold deposits in metamorphic terranes. *Economic Geology*, 100th Anniversary Volume, 407–450.

Goldfarb R.J. & Groves D.I. 2015. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time. *Lithos*, **233**: 2–26.

Golding S.D., Groves D.I., McNaughton N.J., Mikucki E.J., Sang J.H. 1990. Source of ore fluid and ore components - sulphur isotope studies. Geology Department and University Extension 20. *University of Western Australia Publication*, p. 259–262.

Goldstein R.H. & Reynolds T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *SEPM Short Course*, **31**:1–198.

Gomes C.C.C. & Rachid S.V. 2012. Mapeamento Geológico em Escala 1:30.000 na Região de Marruás, Município de Tauá – CE. Trabalho de conclusão de curso. Belo Horizonte: UFMG.

Gomes, E. N. 2013. Protominérios e minérios de manganês de Juá - CE. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 100p.

Griffin W.L., Begg G.C., O'Reilley S.Y. 2013. Continental root control on the genesis of magmatic ore deposits. *Nature Geoscience*, **6**:905–910.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre–Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews*, **13**: 7–27.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F., Hart C.J.R. 2003. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance. *Economic Geology*, **98**: 1–29.

Groves D.I. & Santosh M. 2016. The giant Jiaodong gold province: The key to a unified model for orogenic gold deposits? *Geoscience Frontier*, **7**(3): 409–417.

Groves D.I., Santosh M., Goldfarb R.J., Zhang L. 2018. Structural geometry of orogenic gold deposits: Implications for exploration of world-class and giant deposits. *Geoscience Frontiers*, **9**:1163-1177.

Guo J. & Qian Y. 1997. Hydrogen isotope fractionation and hydrogen diffusion in tourmaline-water system. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**:4679 – 4688.

Hagemann S.G. & Luders V. 2003. P-T-X conditions of hydrothermal fluids and precipitation mechanism of stibnite-gold mineralization at the Wiluna lode-gold deposits, Western Australia: conventional and infraredmicrothermometric constraints. *Mineralium Deposita*, **38**: 936–952.

Hall D.L., Bodnar R.J., Craig J.R. 1991. Evidence for post-entrapment diffusion of hydrogen into peak metamorphic fluid inclusions from the massive sulfide deposits at Ducktown, Tennessee. *Am Mineral*, **76**:1344–1355.

Hanley J. J. & Gladney E. R. 2011. The presence of carbonic-dominant volatiles during the crystallization of sulfide-bearing mafic pegmatites in the North Roby zone, Lac des Iles Complex, Ontario. *Economic Geology*, **106**: 33–54.

Harris C., Stuart S.H., le Roex A.P. 2000. Oxygen isotope composition of phenocrysts from Tristan da Cunha and Gough island lavas: variation with fractional crystallization and evidence for assimilation. *Contrib Mineral Petrol*, **138**:164–175.

Hayashi, K. I., Ohmoto, H. 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solutions at 250-350°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **55**(8):2111-2126.

Hoefs J. 1997. Stable Isotope Geochemistry, 3th Edition. Springer-Verlag, Berlin. 201 p.

Hoefs J. 2009. Stable Isotope Geochemistry (6th ed.), *Springer*, 227 p.

Holloway J.R. 1981. Compositions and Volumes of supercritical fluids in the earth's crust. *In*: Hollister L.S., Crawford M.L. (eds). Short course in fluid inclusions: applications to petrology. Mineralogical Society of Canada, Calgary, p 13–38.

Hronsky J.M.A., Groves D.I., Loucks R.R., Begg G.C. 2012. A unified model for gold mineralisation in accretionary orogens and implications for regional-scale exploration targeting methods. *Mineralium Deposita*, **47**:339–358.

Huizenga J.M. & Touret J.L.R. 1999. Fluid inclusions in shear zones, the case of the Umwindsi shear zone in the Harare – Shamva - Bindura greenstone belt, NE Zimbabwe. *European Journal Mineralogy* **11**:1079–1090.

Kendrick M.A., Honda M., Walshe, J., Peteresen K. 2011. Fluid sources and the role of abiogenic-CH₄ in Archean gold mineralization: Constraints from noble gases and halogens. *Precambrian Research*, **189**: 331–327.

Kerrick R. & Fyfe W.S. 1981. The gold-carbonate association: source of CO₂ and CO₂ fixation reactions in Archaean lode deposits. *Chemical Geology*, **33**: 265–293.

Kerrick R. 1976. Some effects of tectonic recrystallization on fluid inclusions in vein quartz. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **59**: 195–202.

Kerrick R. 1987. Stable isotope geochemistry of Au–Ag vein deposits in metamorphic rocks. In: Kyser T.K. (Ed.), *Stable Isotope Geochemistry of Low Temperature Fluids. Mineralogical Association of Canada Short Course*, **13**: 287–336.

Kerrick R. 1989. Geochemical evidence on the sources of fluids and solutes for shear zone hosted mesothermal Au deposits. In: Bursnall J.T. (Ed.), *Mineralization and Shear Zones. Geological Association of Canada Short Course*, **6**:129–197.

Klein E.L., Harris C., Renac C., Giret A., Moura C.A.V., Fuzikawa K. 2006. Fluid inclusion and stable isotope (O, H, C, and S) constraints on the genesis of the Serrinha gold deposit, Gurupi Belt, northern Brazil. *Mineralium Deposita*, **41**: 160–178.

Klein E.L. & Fuzikawa K. 2010. Origin of the CO₂-only fluid inclusions in the Palaeoproterozoic Carará vein-quartz gold deposit, Ipitinga Auriferous District, SE-Guiana Shield, Brazil: Implications for orogenic gold mineralisation. *Ore Geology Reviews*, **37**(1):31–40.

Klein E.L., Lucas F.R.A., Queiroz J.D.S., Freitas S.C.F., Renac C., Galarza M.A., Jourdan F., Armstrong R., 2015. Metallogensis of the Paleoproterozoic Piaba orogenic gold deposit, São Luís cratonic fragment, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **65**: 1–25.

Knight J.T., Ridley J.R., Groves D.I., McCall C.M. 1996. Syn-peak metamorphic gold mineralization in the amphibolite-facies, gabbro-hosted Three Mile Hill deposit, Coolgardie Goldfield, Western Australia: A high-temperature analogue of mesothermal gabbro-hosted gold deposits: *Institute of Mining and Metallurgy Transactions*, Section B, v. 105, p. 175–199.

Knight J.T., Ridley J.R., Groves D.I. 2000. The Archean amphibolite facies Coolgardie Goldfield, Yilgarn Craton, Western Australia: nature, controls, and gold fieldscale patterns of hydrothermal wall-rock alteration. *Economic Geology*, **95**: 49–84.

Kolb J., Kisters A.F.M., Hoernes S., Meye, F.M. 2000. The origin of fluids and nature of fluid-rock interaction in auriferous mylonites of the Renco Mine, southern Zimbabwe. *Mineralium Deposita*, **35**(1):109–125.

Kolb J. & Meyer F.M. 2002. Fluid inclusion record of the hypozonal orogenic Renco gold deposit (Zimbabwe) during the retrograde P–T evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* **143**: 495–509.

Kolb J., Dziggel A., Bagas, L. 2015. Hypozonal lode gold deposits: a genetic concept based on a review of the New Consort, Hutti, Hira Buddini, Navachab, Nevoria, and The Granites deposits. *Precambrian Research*, **262**:20–44.

Kotzer T.G., Kyser T.K., King R.W., Kerrich R., 1993. An empirical oxygen- and hydrogen-isotope geothermometer for quartz-tourmaline and tourmaline-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**:3421–3426.

Krienitz M.S., Trumbull R.B., Hellmann A., Kolb J., Meyer F.M., Wiedenbeck M. 2008. Hydrothermal gold mineralization at the Hira Buddini gold mine, India: constraints on fluid

evolution and fluid sources from boron isotopic compositions of tourmaline. *Mineralium Deposita*, **43**: 421–434.

Laird J. & Albee A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: Their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont: *American Journal of Science*, **281**:127–175.

Lawrence D.M., Treloar P.J., Rankin A.H., Boyce A., Harbidge P. 2013. A Fluid Inclusion and Stable Isotope Study at the Loulo Mining District, Mali, West Africa: Implications for Multifluid Sources in the Generation of Orogenic Gold Deposits. *Economic Geology*, **108**(2): 229-257.

Liou J.G., Kuniyoshi S., Ito K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, **274**: 613 - 632.

Lopez J. M. 2012. Programa de exploração mineral do Grupo Jaguar Mining Inc. *In: 5º Simpósio Brasileiro de Exploração mineral, Ouro Preto.*

Lowenstern J.B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, **36**:490–502.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion, D. 2005. An overview of adakite, TTG and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos*, **79**:1-24.

Martins, G., 2000. Litogeoquímica e Controles Geocronológicos da Suíte Metamórfica Algodões-Choró. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, UNICAMP Campinas, 220 p.

Martins G., Oliveira E.P., Lafon J.M. 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research*. **15**:71-85.

McCuaig T.C. & Kerrich R. 1998. P–T–t–deformation–fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **12**: 381–454.

McNaughton N.J., Barley M.E., Cassidy K.F., Golding S.D., Groves D.I., Ho S.E., Hronsky J.M.A., Sang J.H., Turner J.V. 1990. Gold deposits of the archaean Yilgarn Block, Western of Australia: Nature, Genesis and Exploration guides constraints on genesis of primary gold deposits: Carbon isotope studies. *In: Susan E., Groves D.I., Bennett J.M. (Eds). Key Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits, Department of Geology, The University of Western Australia.*

Mishra B., Pal N., Basu Sarbadhikari A. 2005. Fluid inclusion characteristics of the Uti gold deposit, Hutti–Maski greenstone belt, southern India. *Ore Geology Reviews*, **16**:1-16.

Mueller A.G. & Groves D.I. 1991. The classification of Western Australian greenstone-hosted gold deposits according to wallrock-alteration mineral assemblages. *Ore Geology Reviews*, **6**: 291-331.

- Mueller A.G., Groves D.I., Delor C.P. 1991. The Savage Lode magnesian skarn in the Marvel Loch gold–silver mine, Southern Cross greenstone belt, Western Australia: Part 2. Pressure - temperature estimates and constraints on fluid source. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **28**:686-705.
- Neumayr P., Groves D.I., Ridley J.R., Koning C.D. 1993. Syn-amphibolite facies Archaean lode-gold mineralization in the Mt York District, Pilbara Block, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **28**:457-468
- Nesbitt B.E. 1991. Phanerozoic gold deposits in tectonically active continental margins. In: Foster R.P. (Ed.), *Gold Metallogeny and Exploration*. Blackie and Sons Ltd., Glasgow, pp. 104-132.
- Ohmoto H. & Rye R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In: Barnes H.L. (Ed.), *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley & Sons, p. 509–567.
- Ohmoto H. 1972. Systematics of sulfur and carbon isotopes in hydrothermal ore deposits. *Economic Geology*, **67**: 551–578
- Ohmoto H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in Mineralogy*, **16**: 491-559
- Ohmoto H. & Goldhaber M.B. 1997. Sulfur and carbon isotopes. In: Barnes HL (ed) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Wiley, New York, pp 517–611.
- Oliveira J.F., Cavalcante J.C. 1993. *Folha Mombaça. Folha SB-24-V-D-V. Escala: 1: 100.000*. Geologia e Metalogênese. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Fortaleza: Serviço Geológico do Brasil, CPRM.
- Partington G.A. & Williams P.J. 2000. Proterozoic lode gold and (iron)–copper–gold deposits - a comparison of Australian and global examples. *Reviews in Economic Geology*, **13**:69–101.
- Pessoa R.R. & Archanjo C.J. 1984. Tectônica de empurrões na região de Tróia - CE. In: 33º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro: SGB, p. 1721-1728.
- Pessoa R.R., Brito Neves B.B., Kawashita K., Pessoa D. R., Fuck R.A. 1986. Contribuição ao estudo de evolução geocronológica do Maciço de Troia – CE. In: 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, João Pessoa, p. 1721-1728.
- Powell R., Will, T., Phillips, G. 1991. Metamorphism in Archaean greenstone belts - calculated fluid compositions and implications for gold mineralization. *Journal of Metamorphic Geology*, **9**: 141–150.
- Phillips G.N. & Evans K.A. 2004. Role of CO₂ in the formation of gold deposits. *Nature* 429, 860–863.
- Phillips G.N. & Powell R. 2010. Formation of gold deposits: A metamorphic devolatilization model: *Journal of Metamorphic Geology*, **28**: 689–718.
- Pokrovski G. S., Borisova A.Y., Harrichoury, J.C. 2008. The effect of sulfur on vapor-liquid fractionation of metals in hydrothermal systems. *Earth and Planetary Science Letters*, **266**: 345–362.

- Ramboz C., Pichavant M., Weisbrod A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data. II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, **37**:29-48.
- Ridley J.R. & Hagemann, S.G. 1999. Interpretation of post-entrapment fluid-inclusion re-equilibration at the Three Mile Hill, Marvel Loch and Griffins Find high-temperature lode-gold deposits, Yilgarn craton, Western Australia: *Chemical Geology*, **154**: 257–278.
- Ridley J.R., & Diamond L.W. 2000. Fluid chemistry of orogenic lode gold deposits and implications for genetic models. In: Hagemann S.G., Brown P.E. (Eds.), *Gold in 2000: Reviews in Economic Geology*, **13**:141–162.
- Ridley J.R., Groves D.I., Knight J.T. 2000. Gold deposits in amphibolite and granulite facies terranes of the Archean Yilgarn craton, Western Australia: evidence and implications of synmetamorphic mineralization. *Reviews in Economic Geology*, **11**, 265–290.
- Robert F. & Kelly W.C. 1987. Ore-forming fluids in Archaean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada: *Economic Geology*, **82**:1464–1482.
- Roedder E. 1984. Fluid Inclusions. Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*. 12, 644 p.
- Rogers A.J., Kolb J., Meyer F.M., Vennemann T.W. 2013. Two stages of gold mineralization at Hutti mine, India. *Mineralium Deposita*, **48**: 99–114.
- Salier B.P., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2005. Geochronological and Stable Isotope Evidence for Widespread Orogenic Gold Mineralization from a Deep-Seated Fluid Source at ca 2.65 Ga in the Laverton Gold Province, Western Australia. *Economic Geology*, **100**(7):1366–1388.
- Sahoo A.K., Krishnamurthia R., Vargheseb S. 2015. Phase Separation of Ore Forming Fluid Related to Gold Mineralization in Wynad Gold Field, Southern Granulite Terrain, India: Evidences from Fluid Inclusion Studies. *Geology of Ore Deposits*, **57**(6):522–535
- Santos E.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R., Oliveira R.G., Medeiros V.C. 2000. An overall view on the displaced terrane arrangement of the Borborema Province, NE Brazil. In: 31th International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, General Symposia, Tectonic Evolution of South American Platform, p. 5-9.
- Seward T.M. 1991. The hydrothermal geochemistry of gold. In: Foster R.P. (ed). *Gold metallogeny and exploration*. Blackie, Glasgow, pp 37–62.
- Shepherd T.J., Rankin A.H., Alderton D.H. 1985. *A practical guide for fluid inclusion studies*. Blackie & Son, Glasgow, 239 p.
- Shepherd T.J., Bottrell S.H., Miller M.F. 1991. Fluid inclusion volatiles as an exploration guide to black shale-hosted gold deposits, Dollgelau gold belt, North Wales, UK. *J Geochemical Exploration*, **42**:5–24

Sheppard S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. *In: Valley, J.W., Taylor, H.P., and O'Neil, J.R., eds., Stable isotopes in high temperature geological processes: Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy*, **16**: 165–183.

Silva L.C., Armstrong R., Pimentel M.M., Scandola J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Rizzoto G., Quadros M.L.E.S., Sander A., Rosa A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb (SHRIMP), Parte III: Província Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira Geociências*, **32**:529-544.

Silva L.C., Costa F.G., Armstrong R., McNaughton N.J. 2014. U–Pb (SHRIMP) zircon dating and Nd isotopes at basement inliers from northern Borborema Province, Ceará State, NE Brazil: evidences for the Archean and Paleoproterozoic crustal evolution. *In: 9th South American Symposium on Isotope Geology, São Paulo, Brazil*, p. 175.

Soares M.B., Neto A.V.C., Bertolino L.C., Alves F.E.A., Almeida A.M., Silva P.H.M., Araújo Mabub R.O., Manduca L.G., Pamplona Araújo I.M.C. 2018. Multistage Mineralization at the Hypozonal São Sebastião Gold Deposit, Pitangui Greenstone Belt, Minas Gerais, Brazil. *Ore Geology Reviews*, **102**: 618-638.

Solitario Annual Report, 2009. Relatório Técnico anual disponível em: <http://www.pitecreative.com/staging/XPL/QsARs/2009AR/images/Solitario-R2009.pdf>. Acesso em: 10 abr. 2016.

Sousa H.P., 2016. Caracterização das unidades máfica–ultramáficas e potencial metalogenético da sequência metavulcanossedimentar Serra das Pipocas (Ceará): um provável greenstone belt. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Ceará, Ceará–CE, 203 p.

Souza J. V. & Ribeiro Filho E. 1983. Geologia e gênese dos depósitos de manganês da Província de Aracoiba-Pacajús, Ceará. *Boletim IG-USP*.

Suzuoki T. & Epstein, S., 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**: 1229–1240.

Tarnocai C. 2000. Archean gold mineralization at the Campbell mine, eastern Red Lake greenstone belt, western Superior Province of Canada. Ph.D. Thesis, Univ. Ottawa.

Taylor H.P., Frechen J., Degens E.T. 1967. Oxygen carbon isotope studies of carbonatites from the Laachersee district West Germany and Alno district, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**:407–430.

Taylor H.P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic Geology*, **69**: 843-883.

Taylor H.P. 1986. Igneous rocks: II. Isotopic case studies of circumpacific magmatism. *In: Stable isotopes in high temperature geological processes. Rev Miner*, **16**: 273–317.

Tomkins A.G. 2010. Windows of metamorphic sulfur liberation in the crust: Implications for gold deposit genesis: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**:3246–3259.

Tomkins A.G. 2013. On the source of orogenic gold. *Geology*, **41**(12): 1255–1256.

- Van den Kerkhof A.M. & Hein U.F. 2001. Fluid inclusion petrography. *Lithos*, **55**: 27-47.
- Van den Kerkhof A. & Thiéry R. 2001. Carbonic inclusions. *Lithos*, **55**:49–68.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronological studies of eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:267-288.
- Van Schmus W.R., Oliveira E.P., Da Silva Filho A., Toteu S.F., Penaye J., Guimarães I.P. 2008. Proterozoic links between the Borborema Province, NE Brazil, and Central African fold belt. In: Pankhurst R.J., Trouw R.A.J., Brito Neves B.B., De Wit M.J. (Eds.) West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations across the South Atlantic Region, *Geological Society of London*, **294**:69-99. Special Publications.
- Vennemann T.W., O'Neil, J.R. 1993. A simple and inexpensive method for hydrogen isotope and water analyses of minerals and rocks based on zinc reagent: *Chemical Geology, Isotope Geoscience Section*, **103**:227–234.
- Veizer J., Hoefs J. 1976. The nature of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ secular trends in sedimentary carbonate rocks. *Geochim Cosmochim Acta*, **40**: 1387–1395.
- Veríssimo C.U.V., Magini C., Parente C.V., Nogueira Neto J.A, Almeida A.R., Melo O.O., Arthaud M.H, Hamelak G.M.S., Azevedo L.R. 2009. Petrografia e litogeoquímica das Formações Ferríferas Bandadas da Região de Quixeramobim – Boa Viagem, Ceará, Brasil. *Geociências*, **28**(1):43-52.
- Verma S. K. & Oliveira E. P. 2014. Tectonic setting of basic igneous and metaigneous rocks of Borborema Province, Brazil using multi-dimensional geochemical discrimination diagrams. *Journal of South American Earth Science*, **58**: 307-319.
- Vielreicher N.M., Ridley J.R., Groves D.I. 2002. Marymia: an Archean, amphibolite facies-hosted, orogenic lode-gold deposit overprinted by paleoproterozoic orogenesis and base metal mineralization, Western Australia. *Mineralium Deposita*, **37**:737-764
- Vityk M.O. & Bodnar R.J. 1995. Textural evolution of fluid inclusions in quartz during reequilibration, with applications to tectonic reconstruction. *Contrib Mineral Petrol* **121**:309–323.
- Wang Z.L., Yang L.Q., Guo L.N., Marsh E., Wang J.P., Liu Y., Zhang C., Li R.H., Zhang L., Zheng X.L., Zhao R.X. 2015. Fluid immiscibility and gold deposition in the Xincheng deposit, Jiaodong Peninsula, China: a fluid inclusion study. *Ore Geology Reviews*, **65**(3):701–717.
- Wilkinson J. J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**: 229-272.
- Wilson M.R., Kyser T.K., Mehnert H.H., Hoeve J. 1987. Changes in the H-O-Ar isotope composition of clays during retrograde alteration. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **51**: 869-878.
- Wilson C.J.L., Schaub P.M., Leader L.D., 2013. Mineral precipitation in the quartz reefs of the Bendigo gold deposit, Victoria, Australia. *Economic Geology*, **108**:259–278.

- Winter J.D. 2001. *Principles of igneous and metamorphic petrology*. Prentice Hall, New York. 702p.
- Wulff K., Dziggel A., Kolb J., Vennemann T.W., Böttcher M.E., Meyer F.M. 2010. Origin of mineralizing fluids of the sediment-hosted Navachab gold mine, Namibia: constraints from stable (O, H, C, S) isotopes. *Economic Geology*, **105**: 285–302.
- Xue Y., Campbell I., Ireland T.R., Holden P., Armstrong R. 2013. No mass-independent sulfur isotope fractionation in auriferous fluids supports amagmatic origin for Archean gold deposits. *Geology*, **41**:791–794.
- Yardley B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman. Essex.
- Zhang L., Chen H., Chen Y., Qin Y., Liu C., Zheng Y., Jansen N.H. 2012. Geology and fluid evolution of the Wangfeng orogenic-type gold deposit, Western Tian Shan, China. *Ore Geology Reviews*, **49**:85–95.
- Zhang J.Y., Ma C.Q., Li J.W., Pan Y.M. 2017. A possible genetic relationship between orogenic gold mineralization and post-collisional magmatism in the eastern Kunlun Orogen, western China. *Ore Geology Reviews*, **81**: 342–357
- Zheng, Y.F. 1990. Carbon oxygen isotopic covariation in hydrothermal calcite during degassing of CO₂: a quantitative evaluation and application to the Kushikino gold mining area in Japan. *Mineralium Deposita*, **25**:246–250.
- Zheng Y.F. 1993a. Calculation of oxygen isotope fractionation in hydroxyl-bearing silicates. *Earth and Planetary Science Letters*, **120**: 247–263.
- Zheng Y.F. 1993b. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, **57**: 1079–1091.
- Zheng Y.F. & Hoefs J. 1993. Carbon and oxygen isotopic covariations in hydrothermal calcites. Theoretical modeling on mixing processes and application to Pb-Zn deposits in the Harz Mountains, Germany. *Mineralium Deposita*, **28**: 79–89
- Zheng Y.F. 1999. Oxygen isotope fractionations in carbonate and sulfate minerals. *Geochem J*, **33**:109–126.