



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 555

**ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS E ISOTÓPICOS (Sr, C,
O, H) E IMPLICAÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA NO ALVO ENCHE CONCHA, CINTURÃO
GURUPI, PARÁ, PA**

Dissertação apresentada por:

**REINALDO FONTOURA DE MELO JUNIOR
Orientador: Prof. Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM)**

**BELÉM
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)

M528e Melo Junior, Reinaldo Fontoura
Estudos de inclusões fluidas e isotópicos (Sr, C, O, H) e implicações para a mineralização aurífera no alvo Enche Concha, Cinturão Gurupi, Pará / Reinaldo Fontoura Melo Junior. — 2017.
xviii,62 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, 2017.

1. Cinturão Gurupi. 2. Enche Concha. 3. Formação Chega Tudo.
4. Inclusões fluidas. 5. Isótopos estáveis. I. Título.

CDD 553.098115



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

**ESTUDOS DE INCLUSÕES FLUIDAS E ISOTÓPICOS (Sr, C,
O, H) E IMPLICAÇÕES PARA A MINERALIZAÇÃO
AURÍFERA NO ALVO ENCHE CONCHA, CINTURÃO
GURUPI, PARÁ, PA**

**DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR:
REINALDO FONTOURA DE MELO JUNIOR**

**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOLOGIA, linha de pesquisa MINERAIS PESADOS**

Data de Aprovação: 19 / 08 / 2019

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Evandro Luiz Klein
Orientador – CPRM

Prof. Dr. Valmir Silva Souza
Membro – UnB

Prof. Dr. Regis Munhoz Krás Borges
Membro - UFPA

*Aos meus queridos pais
Maria Elizabeth Monteiro de Melo e Reinaldo Fontoura de Melo.*

AGRADECIMENTOS

Registro os meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Agradeço inicialmente 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.

Ao CNPq Pela Concessão da bolsa.

A empresa IAMGOLD por disponibilizar as amostras utilizadas nesse trabalho.

Ao meu orientador Evandro Luiz Klein.

A minha mãe Maria Elizabeth Monteiro de Melo e meu pai Reinaldo Fontoura de Melo pelo amor e dedicação a mim dedicados durante toda minha vida.

Aos meus irmãos Nelson Bruno Monteiro de Melo e Rafael Monteiro de Melo e a minha sobrinha Brunna Gomes de Melo e cunhada Tatianne Gomes de Melo, pelo amor incondicional.

Aos meus amigos geólogos Helder Thadeu, Rafael Guimarães e Bruna Nogueira e Romulo Amaral pelos diversos auxílios.

Ao Vitor Magno pelo apoio incondicional em todos os momentos. Aos amigos Bruno Gustavo e Rhuan Fernandes por se fazerem presentes sempre.

Ao Laboratório de Inclusões Fluidas da UFPA na pessoa do professor Dr. Régis Munhoz Krás Borges e ao Grupo de Geologia Econômica o qual fiz parte. Neste laboratório realizei as análises descritivas e microtermométricas das inclusões fluidas dessa dissertação e tirei diversas dúvidas com auxílio de colegas e professores. Sou muito grato.

Ao Laboratório de Microanálises da UFPA na pessoa do professor Dr. Claudio Lamarão, pela disponibilização do MEV, assim como a geóloga Msc. Gisele Marques que me auxiliou nas análises.

Ao Laboratório Para-Iso, na pessoa do professor Dr. Jean-Michel Lafon pelas análises isotópicas de Sr.

Ao Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) pelas análises de isótopos de carbono e oxigênio em carbonato.

Ao Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Cape Town, na África do Sul pelas análises de isótopos de oxigênio em quartzo.

Muito obrigado a todos!

“Tente mover o mundo, o primeiro passo será mover a si mesmo...”
(Platão)

RESUMO

O Cinturão Gurupi é um orógeno Neoproterozoico de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-sudoeste do Fragmento Cratônico São Luis, de idade Paleoproterozoica. Este cinturão é composto por sequências metavulcanossedimentares, gnaisses e várias gerações de rochas plutônicas que representam fragmentos retrabalhados da borda cratônica e porções do embasamento sobre o qual se ergueu o Cinturão Gurupi no Neoproterozoico. A Formação Chega Tudo é uma sequência metavulcanossedimentar do Riacyano, que se caracteriza por ser uma faixa estreita e alongada segundo a direção NW-SE, que se confunde com a Zona de Cisalhamento Tentugal, principal controladora das mineralizações auríferas do cinturão. As rochas dessa unidade apresentam-se invariavelmente xistosas e/ou milonitizadas, localmente dobradas, sendo esta unidade composta por uma alternância de rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas e metassedimentares. O Alvo Enche Concha é um dos prospectos auríferos hospedados na Formação Chega Tudo e aquisição apresentados estudos para melhor definição de suas características geológicas e aspectos genéticos. Os resultados mostram que as rochas hospedeiras são filitos, dacitos e zonas de brechas. Os filitos são rochas de coloração preta esverdeadas, constituídas essencialmente por quartzo, micas e carbonato. Os dacitos são rochas de coloração cinza esbranquiçada constituídas basicamente por plagioclásio e quartzo. As zonas brechadas são rochas fragmentárias, não coesas, sem trama tectônica evidente e constituídas por fragmentos de veios de quartzo e carbonato e por fragmentos de filito. Os tipos de alteração hidrotermal definidos são: (i) silicificação, (ii) sericitização, (iii) carbonatação e (iv) sulfetação, além da deposição do ouro. Foram identificados na associação de sulfetos pirita (predominante), esfalerita e calcopirita. O ouro ocorre como inclusões nos três sulfetos, com teores de até 6%, como identificado em análises por Microscopia Eletrônica de Varredura. As inclusões fluidas ocorrem em veios de quartzo e foram classificadas como do tipo 1 (aquocarbônicas bifásicas - H₂O líquido - CO₂ líquido ou H₂O líquido - CO₂ vapor), e do tipo 2 (aquosas monofásicas e bifásicas - H₂O líquido e H₂O líquido - H₂O vapor). As inclusões do tipo 1 forneceram valores de temperatura de fusão do CO₂ (TfCO₂) entre -56,6 e -57,3° C, o que permite inferir que o principal componente volátil da fase carbônica dessas inclusões é o CO₂. Os valores de temperatura de homogeneização do CO₂ (ThCO₂) estão entre 12 e 25,6° C (densidade global entre 0,7 e 1 g/cm³, densidade do CO₂ entre 0,2 e 1 g/cm³). Quanto a temperatura de fusão do clatrato (TfClat) foram obtidos resultados entre 6 e 8,4° C, o que define salinidades entre 4,4 e 5,3% em peso equivalente de NaCl. A temperatura de homogeneização total (ThT) dessas inclusões

variou entre 251 e 369° C, com homogeneização para os estados líquido e vapor. As inclusões do tipo 2 apresentaram valores de temperatura de fusão do gelo (Tfg) entre -0,1 e -4,1° C, com temperaturas de homogeneização total (Tht) entre 167 e 342° C e homogeneização para a fase líquida. Estas inclusões apresentaram valores baixos de salinidade, entre 0,18 e 6,3% em peso equivalente de NaCl, e densidade global entre 0,7 e 0,9 g/cm³. A coexistência de inclusões aquosas e aquocarbônicas em um mesmo intervalo de Tht, além de inclusões que homogeneizaram para a fase líquida e para a fase vapor, sugerem processos de imiscibilidade de fluidos. A composição isotópica do oxigênio e carbono foi determinada em quartzo e calcita hidrotermais e do hidrogênio foi determinada em inclusões fluidas. O quartzo mostra valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +15,25 a +17,74‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em calcita variam, respectivamente, entre +14,32 e +16,24‰ e -9,83 a -15,12‰. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ inferiores a -10‰ sugerem contribuição de C orgânico das rochas encaixantes. Valores de δD obtidos dos fluidos de inclusões forneceram resultados de -25 e 28‰. O conjunto de valores (O-H) sugere composição metamórfica para os fluidos mineralizantes. A composição isotópica do estrôncio obtida em calcita hidrotermal mostra baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, que variam de 0,702699 e 0,705141, sendo pouco radiogênicas. Estes resultados indicam origem de fontes profundas da crosta inferior ou manto e não devem ter contribuição das rochas regionais do Cinturão Gurupi. Os dados integrados indicam que a mineralização no Alvo Enche Concha possui características muito similares às dos demais depósitos de ouro orogênico do Cinturão Gurupi.

palavras-chave: Cinturão Gurupi. Enche Concha. Formação Chega Tudo. Inclusões fluidas. Isótopos estáveis. Isótopos radiogênicos.

ABSTRACT

The Gurupi Belt is a Neoproterozoic orogen of NNW-SSE orientation developed at the south-southwest margin of the San Luis Cratonic Fragment, of Paleoproterozoic age. The belt is composed of metavolcano-sedimentary sequences, gneisses and several generations of plutonic rocks representing reworked fragments of the cratonic border and portions of the basement on which the Gurupi Belt developed in the neoproterozoic. The Chega Tudo Formation, the main host for gold mineralization in the Gurupi belt, is a metavolcano-sedimentary sequence that is characterized by being a narrow and elongated band in the NW-SE direction. The rocks of this unit comprise an alternation metavolcanic, metavolcanoclastic and metasedimentary varieties, which are invariably schistose and/or mylonitic, and locally folded. Enche Concha is one of the gold prospects that occur in the Chega Tudo Formation and a better definition of its geological characteristics and genetic aspects is presented here. The host rocks are phyllites, dacites and breccia zones. The phyllites are rocks of blackish greenish colors, consisting essentially of quartz, micas and carbonate. Dacites are whitish gray-colored rocks consisting primarily of plagioclase and quartz. The breccias are fragmented, non-cohesive rocks, with no obvious tectonic fabric consisting of fragments of quartz and carbonate veins, and of fragments of phyllites. The types of hydrothermal alteration defined in the target was as follows: (i) silicification, (ii) sericitization, (iii) carbonatization and (iv) sulfidation, along with precipitation of gold. The sulfides are mainly pyrite, along with sphalerite and chalcopyrite. Gold occurs as inclusions in the three sulfide minerals, with concentrations of up to 6%, as identified by analyzes of Scanning Electron Microscopy. The fluid inclusions were classified as type 1 (biphasic aqueous-carbonic - H₂Oliquid - CO₂liquid and H₂Oliquid - CO₂vapor) and type 2 (aqueous, single-phase and two-phase H₂Oliquid and H₂Oliquid - CO₂vapor). Type 1 inclusions provided CO₂ melting temperature values (TfCO₂) between -56.6 and -57.3°C, which allows inferring that the main volatile component of the carbonic phase of these inclusions is CO₂. The CO₂ homogenization temperature values (ThCO₂) are between 12 and 25.5°C (global density between 0.7 and 1 g/cm³, CO₂ density between 0.2 and 1 g/cm³). As for the melting temperature of the clathrate (TfClat), results were obtained between 6 and 8.4°C, which gives salinities between 4.4 and 5.5 wt% NaCl equiv. The total homogenization temperature (Th_t) of these inclusions varied between 251 and 369°, with homogenization occurring both for the liquid and vapor phases. Type 2 inclusions presented values of melting temperature of the ice (Tfg) between -0.1 and -4.1 °C, and Th_t values between 167 and 342°C, with homogenization occurring for the liquid phase. These inclusions presented low values of salinity, between 0.18 and 6.3 wt.% in NaCl

equiv. weight, and global density between 0.7 and 0.9 g/cm³. The coexistence of aqueous and aqueous-carbonic inclusions over the same range of Tht, in addition to inclusions that homogenized for the liquid phase and for the vapor phase, suggest fluid immiscibility. The isotopic composition of oxygen and carbon was determined hydrothermal quartz and calcite, whereas hydrogen isotopic compositions were obtained from inclusion fluids. The values of $\delta^{18}\text{O}$ in quartz vary from +15.25 to +17.74‰. The values of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in calcite range, respectively, from +14.32 and +16.24‰ and from -9.83 to -15.12‰. Values of $\delta^{13}\text{C}$ below -10‰ suggest contribution of organic C from the host rocks. Values of δD extracted from the inclusion fluids gave results of -25 and -28‰. The isotopic results suggest metamorphic composition for the mineralizing fluids at Enche Concha. The strontium isotopic composition was determined in hydrothermal calcite. The analyzed samples have low, little radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, ranging from 0.702699 and 0.705141. These results indicate origin of deep sources of the lower crust or mantle and should not have contribution of the regional rocks of the Gurupi Belt. As a whole, the integrated data indicate that the Enche Concha shares characteristics with those of orogenic gold deposits, which are widespread in the Gurupi belt.

key-words: Gurupi Belt. Enche Concha. Chega Tudo Formation. Fluid Inclusions. Stable isotopes. Radiogenic isotopes.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1- Localização da Folha Centro Novo do Maranhão (SA. 23-Y-B-I) em relação (A) à articulação das folhas ao milionésimo, (B) as principais localidades e rodovias do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. (C) planimetria simplificada da Folha Centro Novo do Maranhão com principais drenagens, vias de acesso, divisão municipal e localização da área Enche Concha. Fonte: Klein & Lopes (2011)..... 4
- Figura 2- Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi e Fragmento Cratônico São Luís, com a localização do Alvo Enche Concha. Fonte: Klein *et al.* (2019)..... 5
- Figura 3- Perfis esquemáticos dos furos de sondagem JB-02, JB-04 e JB-08 do alvo Enche Concha, mostrando a distribuição das principais litotipos hospedeiros..... 23
- Figura 4- Aspectos mesoscópicos dos filitos presentes no Alvo Enche Concha. A) Filito com coloração preta esverdeada intensa que apresenta bandamento hidrotermal; B) Filito com feições amendoadas de cristais de plagioclásio alterados para carbonato, evidenciando deformação; C) Filito bandado com porções levemente carbonatadas; D) Filito com pequenos cristais de sulfeto..... 25
- Figura 5- Fotomicrografias das principais feições presentes nos filitos do Alvo Enche Concha com nicóis cruzados. A) clivagem contínua com bandas ricas em micas intercaladas com bandas ricas em quartzo; B) clivagem contínua gradando para foliação; C) filito porfiroclástico com cristais amendoados de plagioclásio alterados para carbonato; D) Distinção entre bandas mais ricas em micas e bandas quartzosas; E) Textura xistosa que ocorre localmente na rocha; F) Vênulas de quartzo e carbonato com sulfetos (Abreviaturas: Ms-muscovita; Cb-carbonato; Qtz-quartzo; Py-pirita)..... 26
- Figura 6- Aspectos mesoscópicos dos dacitos presentes no Alvo Enche Concha. A) Dacito com coloração cinza claro; B) Dacito com alteração carbonática parcial; C) Dacito com alteração carbonática intensa, cortado por vênula de quartzo; D) Dacito cortado por vênulas de

- quartzo..... 27
- Figura 7- Fotomicrografias das principais feições presentes nos dacitos com nicóis cruzados. A) Dacito com textura granular subédrica; B) Maclamentopolissintético dos plagioclásios e verifica-se também alteração carbonática parcial desses minerais; C) Dacito deformado; D) Foliação pervasiva com lamelas de clorita; E) Dacitoporfirítico; F) Os porfiroclastos de plagioclásio encontram-se bastante alterados para carbonato, amendoados e estes estão imersos em uma matriz quartzo-feldspática (Abreviaturas: Pl-plagioclásio; Cb-carbonato)..... 28
- Figura 8- Aspectos mesoscópicos e fotomicrografias das zonas de brecha, estas últimas com nicóis cruzados. A) e B) Aspectos mesoscópicos das zonas de brecha com vênulas de quartzo e carbonato e fragmentos de filitos; C) Fotomicrografia que evidencia fragmentos de cristais de quartzo e carbonato sem trama tectônica; D) Vênulas de quartzo e porções de filitos..... 29
- Figura 9- Silicificação presente no Alvo Enche Concha. A) Aspecto mesoscópico de veio de quartzo com vênulas de carbonato; B) Aspecto mesoscópico de veio de quartzo com vênulas de carbonato e sulfetos associados; C) Vênula de quartzo apresentando feições de subgrão; D) Vênula de quartzo firmando microdobra; E) Vênulas de quartzo associadas vênulas carbonato e sulfetos; F) Vênulas de quartzo associadas a sulfetos. As imagens de lâmina estão com nicóis cruzados (Abreviaturas: Qtz-quartzo; Py-pirita)..... 31
- Figura 10- Alteração sericítica no Alvo Enche Concha com nicóis cruzados. A) Dacito com porções de alteração sericítica estabelecida na foliação; B) Zona sericitizada em dacito; C) e D) Alteração sericítica desenvolvida em zonas de sombra de pressão nos cristais de pirita. Vênula de carbonato parcialmente sericitizada em filito; E) Foliação sericítica cortando cristais de carbonato; F) Cristais de plagioclásio parcialmente sericitizados (Abreviaturas: Py-pirita; Ser-sericita; Cb-carbonato)..... 32
- Figura 11- Alteração Carbonática no Alvo enche Concha. As imagens de lâmina estão com nicóis cruzados. A) Aspectos mesoscópicos de dacito com alteração carbonática

parcial. B) Aspecto mesoscópico de filito com porfiroclastos de plagioclásio amendoados, alteradas para carbonato; C) Cristal de plagioclásio alterado para carbonato. Observa-se ainda o maclamento polissintético dos plagioclásios alterados; D) Vênula de carbonato cortando rocha vulcânica ácida; E) Filito com porfiroclastos de plagioclásio alterados para carbonato; F) Detalhe de porfiroclasto de plagioclásio amendoado alterado para carbonato (Abreviatura: Cb-carbonato)..... 34

Figura 12- Sulfetação presente no Alvo Enche Concha. As imagens de lâmina estão com nicóis cruzados. A) Aspectos mesoscópico dos sulfetos associados a filitos. B) Aspectos mesoscópicos de sulfetos associados a veios de quartzo. C) Cristais de pirita associados a filitos em zonas de intensa deformação dúctil. D) Cristais de pirita associados a vênulas de quartzo em filito com forma preservada, pouco afetada pela deformação (Abreviatura:Py-pirita)..... 35

Figura 13- Imagens de MEV dos sulfetos no alvo Enche Cocha. A) Cristal de pirita anédrico (Ponto 1: 0,944 wt% Au; Ponto 2: 1,573 wt% Au; Ponto 3: 0,866 wt% Au; Ponto 4: 0,839 wt% Au). B) Associação de cristais de pirita, esfalerita e calcopirita (Ponto 1: 3,084 wt% Au; Ponto 2: 1,127 wt% Au; Ponto 3: 1,203 wt% Au; Ponto 4: 1,344 wt%; Ponto 5: 3,317 wt% Au; Ponto 6: 0,858 wt% Au). C) Cristal de pirita subédrico afetado pela deformação (Ponto 1: 6,003 wt% Au; Ponto 2: 5,349 wt% Au; Ponto 3: 1,227 wt% Au). D) Cristal de pirita fraturado acompanhado a foliação (Ponto 1: 0,915 wt% Au; Ponto 2: 1,088 wt% Au; Ponto 3: 1,223 wt% Au; Ponto 4: 0,813 wt% Au).....36

Figura 14- Aspectos mesoscópicos e microscópicos das amostras de veios e vênulas de quartzo estudadas. A) e B) Cristais de quartzo com porções de rocha encaixante e fases sulfetadas; C) e D) Cristais de quartzo com vênulas de carbonato; E) Cristal de quartzo com porções de rocha encaixante sem fases sulfetadas; F) Cristais de quartzo anédricos em nicóis cruzados; G) Cristais de quartzo com bordas irregulares. (Abreviatura: Qtz-quartzo).....38

Figura 15- Aspectos microscópicos das inclusões fluidas no Alvo Enche Concha. A) Cristal de

quartzo com a presença de trilhas de inclusões e inclusões menores dispersas representadas por pontos escuros. B) Ocorrência de inclusão fluida do Tipo 1 de forma isolada em coexistência com inclusões do tipo 2 monofásicas; C) Inclusão bifásica do tipo 2 associada a inclusões monofásicas do tipo 2. D) Inclusões do tipo 2 que ocorrem em grupo e em trilhas..... 40

Figura 16- Histogramas com os resultados das análises microtermométricas das inclusões fluidas do alvo Enche Concha. (A) Temperatura de fusão do CO₂ das inclusões fluidas do Tipo 1. (B) Temperatura homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas do Tipo 1. (C) Temperatura de fusão do clatrato das inclusões do Tipo 1. (D) Temperatura de homogeneização total das inclusões do Tipo 1 e Tipo 2 (fornecendo o estado físico para o qual a inclusão se homogeneizou: V: vapor, L: líquido). (E) Temperatura de fusão do gelo das inclusões do tipo 2..... 42

Figura 17- Desenho feito à mão mostrando a distribuição e a relação textural entre os diferentes tipos de inclusões fluidas presentes no alvo Enche Concha. O número próximo as inclusões indica a temperatura de homogeneização final (L para líquido e V para vapor).....44

Figura 18- Diagrama Tht (°C) versus salinidade (% NaCl) das inclusões fluidas dos tipos 1 e 2 do Alvo Enche Concha. Cada símbolo representa individualmente uma FIA (Fluid Inclusion Assemblage, ou seja, inclusões aprisionadas ao mesmo tempo). Os quadrados coloridos representam inclusões do tipo 1; círculos, cruces, asteriscos e “x” representam inclusões do tipo 2..... 45

Figura 19- Composição isotópica do oxigênio e hidrogênio dos fluidos hidrotermais em depósitos e ocorrências do Cinturão Gurupi calculada com dados da literatura e deste estudo. Os campos das águas magmáticas e metamórficas são de Sheppard (1986) e a linha da água meteórica é de Craig (1961). Os dados do Alvo Enche Concha foram plotados recaindo no campo da água metamórfica. Fonte: Adptado de Klein *et al.*

(2017).....53

Figura 20- Composição isotópica do estrôncio em calcita hidrotermal do alvo Enche Concha e comparação com as composições de outros depósitos de ouro orogênico e de fontes potenciais. Fonte: (1) este estudo, (2) Kontak e Kerrich (1995), (3) Scanlan et al. (2018), (4) Griessmann (2011), (5) Mueller et l. (1991), (6) Haeberlin (2002), (7) granitoides e gnaisses do Riachão do fragmento cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi, recalculado para a idade de cristalização a partir de dados compilados por Klein e Moura (2003), (8) grandes reservatórios terrestres, compilados por Rollinson (1993). DM - manto empobrecido, EMI - manto enriquecido..... 54

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iv
AGRADECIMENTOS.....	v
EPÍGRAFE.....	vi
RESUMO.....	vii
ABSTRACT.....	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES.....	xi
1 INTRODUÇÃO.....	1
2 LOCALIZAÇÃO.....	3
3 JUSTIFICATIVA.....	6
4 OBJETIVOS.....	7
5 MATERIAIS E MÉTODOS.....	8
5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA.....	8
5.2 PETROGRAFIA.....	8
5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV).....	8
5.4 INCLUSÕES FLUIDAS.....	8
5.5 ISÓTOPOS ESTÁVEIS (O, C, H).....	9
5.6 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS (Sr).....	9
6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	10
6.1 FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUIS.....	10
6.1.1 Suite Intrusiva Tromai.....	10
6.2 CINTURÃO GURUPI.....	10
6.2.1 Metatonalito Igarapé Grande.....	10
6.2.2 Complexo Itapeva.....	11
6.2.3 Formação Santa Luzia do Pará.....	11
6.2.4 Granito Cantão.....	12
6.2.5 Anfibolito Muriá.....	13
6.2.6 Anfibolito Cocal.....	13
6.2.7 Formação Chega Tudo.....	14

6.2.8 Suite Intrusiva Japiim.....	15
6.2.9 Quartzo Sienito Anelis.....	16
6.2.10 Granito Timbozal.....	16
6.2.11 Formação Igarapé de Areia.....	16
6.2.12 Grupo Gurupi.....	17
6.2.12.1 Formação Rio Piritoró.....	17
6.2.12.2 Formação Vila Cristal.....	18
6.2.12.3 Formação Marajupema.....	18
6.2.13 Formação Cabeça de Porco.....	18
6.2.14 Metamicronalito Caramujinho.....	19
6.2.15 Formação Piriá.....	20
7 MODELO METALOGENÉTICO CORRENTE.....	21
8 RESULTADOS.....	22
8.1 PETROGRAFIA.....	22
8.2 ROCHAS HOSPEDEIRAS.....	24
8.2.1 Filitos.....	24
8.2.2 Dacitos.....	27
8.2.3 Zonas Brechadas.....	29
8.3 ALTERAÇÃO HIDROTÉRMAL E MODO DE OCORRÊNCIA DO MINÉRIO.....	30
8.3.1 Silicificação.....	30
8.3.2 Sericitização.....	32
8.3.3 Carbonatação.....	33
8.3.4 Sulfetação.....	35
9 INCLUSÕES FLUIDAS.....	37
9.1 TIPOS E DISTRIBUIÇÃO.....	37
9.2 MICROTERMOMETRIA.....	41
9.3 DENSIDADE E COMPOSIÇÃO.....	43
9.4 ORIGEM DOS FLUIDOS.....	43

10 ISÓTOPOS ESTÁVEIS.....	46
11 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS.....	48
11.1 ISÓTOPOS DE Sr.....	48
12. DISCUSSÕES.....	50
12.1 TEMPERATURA DA MINERALIZAÇÃO (CONDIÇÕES DE T-P).....	50
12.2 COMPOSIÇÃO E FONTE DOS FLUIDOS.....	50
12.3 TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO.....	54
12.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE.....	55
13 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	56
REFERÊNCIAS.....	57

1 INTRODUÇÃO

O Fragmento Cratônico São Luís (Figura 2) é um terreno do Riáciano composto predominantemente por granitóides de diferentes idades e afinidades químicas e tectônicas e subordinadamente por rochas metavulcanossedimentares e rochas vulcânicas (Klein et al. 2017). A sequência metavulcanossedimentar do grupo Aurizona é a unidade mais antiga, com 2240 ± 5 Ma, é constituída por xistos de origens diversas, orto e paraderivados, rochas metavulcânicas ácidas a básicas e subordinados quartzitos e metachert atribuídos a ambiente de arco de ilhas. (Klein et al. 2005a, Klein et al. 2008b, Pastana 1995).

O maior volume de granitoides está reunido na Suíte Intrusiva Tromai, composta por tonalitos, quartzo dioritos, granodioritos e granitos de idade entre 2168 e 2148 Ma (Klein & Moura 2001, Klein et al. 2005a, Klein et al. 2008b) e interpretados como uma série cálcico-alcalina expandida, juvenil, formada em ambiente de arcos de ilhas (Klein et al. 2008b). Outros conjuntos de granitoides, de distribuição mais restrita são compostos pela Suíte Intrusiva Tracuateua e pelo Granito Negra Velha. A Suíte Intrusiva Tracuateua é composta por granitos peraluminosos com duas micas (Costa 2000, Lowell 1985), com idades entre 2086 e 2091 Ma (Palheta 2001). O Granito Negra Velha é composto por pequenos corpos de granitos tardios e fortemente evoluídos, que intrudiram os granitoides da Suíte Intrusiva Tromai entre 2056 e 2076 Ma (Klein et al. 2008b).

Rochas vulcânicas não metamorfizadas, incluindo componentes tufáceas, se depositaram sobre as rochas da Suíte Intrusiva Tromai entre 2164 e 2160 Ma e em 2068 Ma (Klein et al. 2009).

O Fragmento Cratônico São Luis é interpretado como parte de um orógeno maior com evolução no Riáciano, entre 2240 e 2050 Ma. As sequências supracrustais e os granitoides cálcico-alcalinos são relacionados a uma fase acrescionária da orogenia, os granitoides peraluminosos à fase colisional e os granitoides evoluídos e as rochas vulcânicas mais jovens às fases tardi a pós-orogênicas/colisionais (Klein et al. 2008b, 2009).

O Cinturão Gurupi (Figura 2) é um orógeno neoproterozoico de orientação NNW-SSE desenvolvido na borda sul-sudoeste do Cráton São Luís (Almeida, Hasui, Brito Neves 1976, Costa 2000, Klein et al. 2005a). Possui área aflorante de aproximadamente 160 Km de extensão longitudinal e 50 Km de largura e parte está encoberta por sedimentos fanerozoicos.

A maioria dos conjuntos litológicos do Cinturão Gurupi forma corpos alongados paralelos a maior dimensão do cinturão, também orientação da maioria das grandes estruturas que afetam as unidades rochosas. Litologicamente, o Cinturão Gurupi é composto por

sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e diversas gerações de rochas plutônicas. Uma parte significativa dessas rochas possui idade paleoproterozoica e representa fragmentos retrabalhados da borda cratônica e porções do embasamento sobre o qual se desenvolveu o Cinturão Gurupi (Klein et al. 2012).

Fazem parte da assembleia de embasamento gnaisses bandados (Complexo Itapeva), granitoides cálcico alcalinos (Suíte Intrusiva Tromai) e rochas supracrustais (Formação Chega Tudo), todos com idade entre 2168 e 2148 Ma, granitos peraluminosos e potássicos de 2100-2060 Ma (corpos Japiim, Maria Suprema, Moça, entre outros) e subordinadas lentes de metatonalito Arqueano (Metatonalito Igarapé Grande) (Klein et al. 2005a, Palheta 2001, Pastana 1995).

A Zona de Cisalhamento Tentugal (Figura 2) foi proposta como limite entre os domínios geotectônicos São Luís e Gurupi (Hasui, Abreu, Villas 1984). Essa estrutura representa, na verdade, um limite geocronológico (Rb-Sr; K-Ar) e litoestrutural e não uma descontinuidade crustal que separa terrenos distintos (Klein et al. 2005a). Os demais limites encontram-se encobertos por sedimentos fanerozoicos.

Os depósitos de ouro orogênicos do Cinturão Gurupi são em sua maioria hospedados por estruturas relacionadas à Zona de Cisalhamento Tentugal, de cinemática sinistral, formadas sob condições dúcteis e dúcteis/rúpteis e que seccionam a Formação Chega Tudo e granitoides proterozoicos (Klein et al. 2014). No Cinturão Gurupi, três depósitos foram definidos nos últimos anos, Cipoeiro, Chega Tudo e Cachoeira, com recursos totalizando em torno de 158 t de Au (5 milhões de onças), sendo também conhecidas ocorrências de fosfatos aluminosos e de kimberlitos (Klein & Lopes 2011, Klein et al. 2015).

As unidades pre-cambrianas estão recobertas por sedimentos fanerozoicos depositados em diferentes bacias.

2 LOCALIZAÇÃO

O prospecto aurífero Enche Concha, coordenadas -2,01195/-46,45871, está localizado próximo ao vilarejo homônimo, na Folha Centro Novo do Maranhão (SA.23-Y-B-I), na porção extremo noroeste desta folha no Estado do Pará, próximo à divisa com o estado do Maranhão, no município de Cacheira do Piriá (Figura 1).

O principal acesso a área é feito a partir da rodovia BR-316 que liga Belém ao nordeste brasileiro. A partir desta via, ruma-se para sudeste no vilarejo Cidapar, por estrada vicinal que passa por Enche Concha e segue até o rio Gurupi.

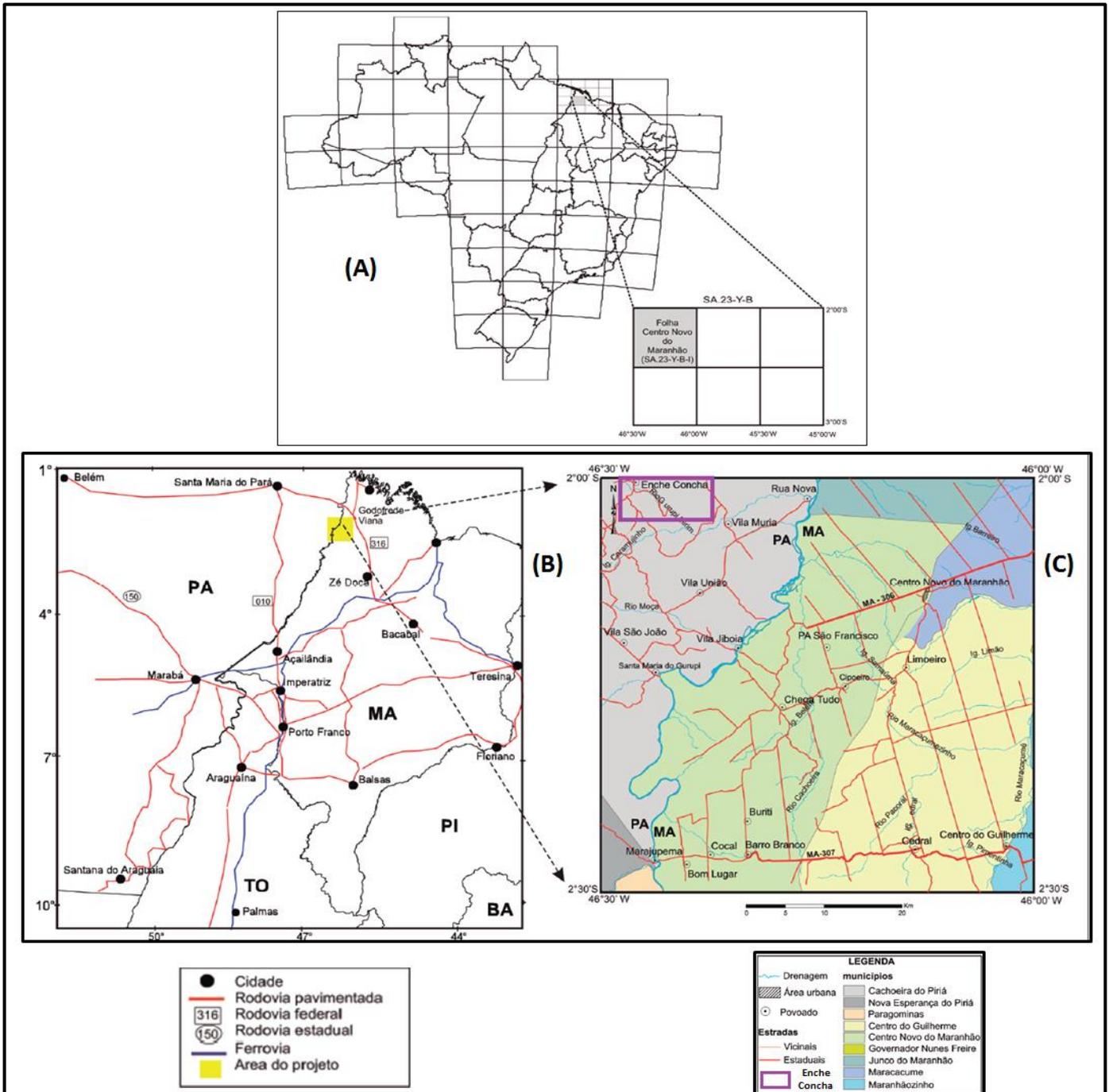


Figura 1 - Localização da Folha Centro Novo do Maranhão (SA. 23-Y-B-I) em relação (A) à articulação das folhas ao milionésimo, (B) as principais localidades e rodovias do nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. (C) planimetria simplificada da Folha Centro Novo do Maranhão com principais drenagens, vias de acesso, divisão municipal e localização da área Enche Concha. Fonte: Klein & Lopes (2011).

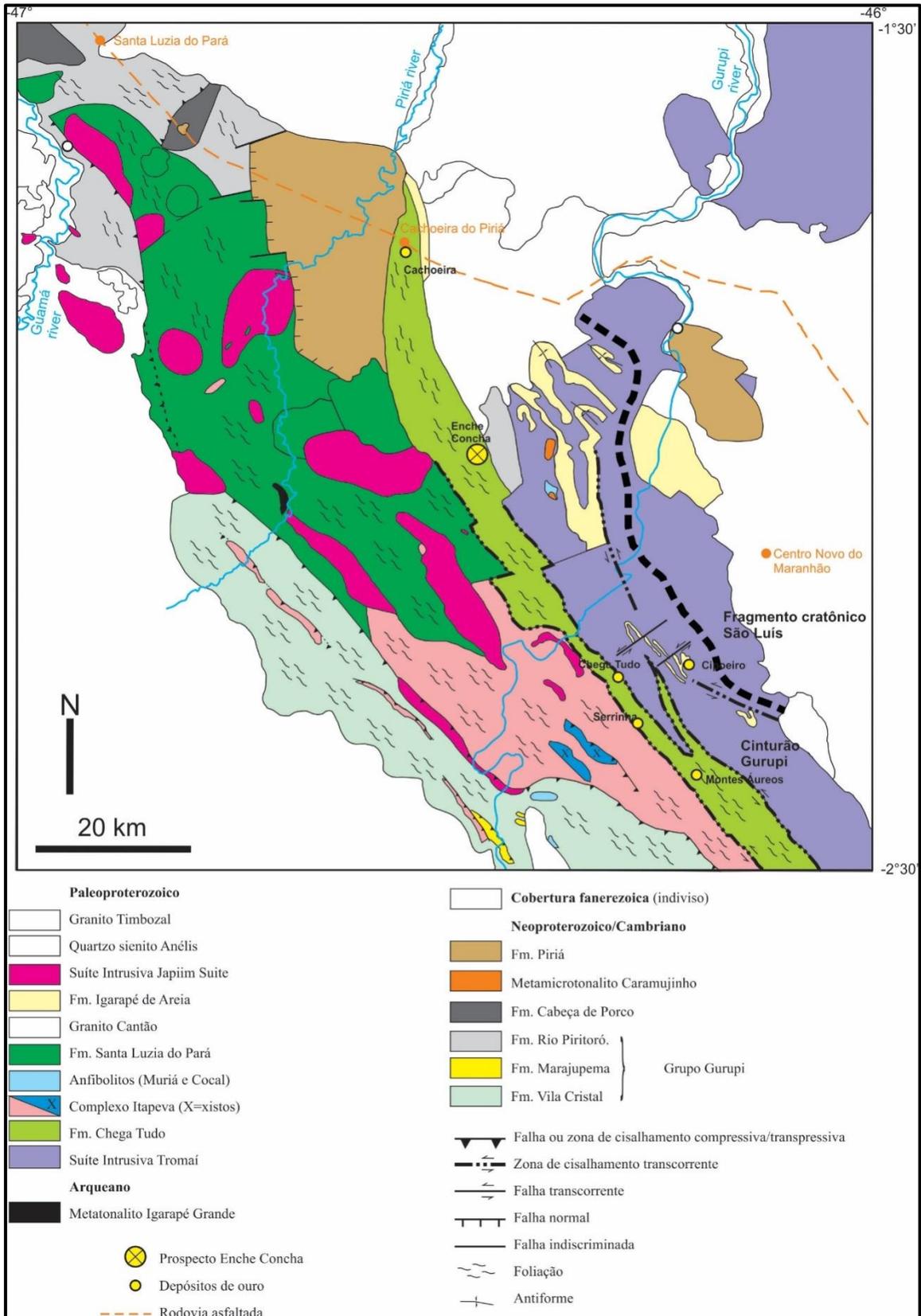


Figura 2 - Mapa geológico simplificado do Cinturão Gurupi e Fragmento Cratônico São Luís, com a localização do Alvo Enche Concha. Fonte: Klein *et al.* (2019).

3 JUSTIFICATIVA

O Cinturão Gurupi contém mais de uma centena de ocorrências e depósitos de ouro orogênicos que são comumente hospedados por estruturas relacionadas a Zona de Cisalhamento Tentugal de cinemática sinistral (Klein et al. 2014). Dentre os depósitos existentes pode-se citar os depósitos Cachoeira, Cipoeiro, Chega Tudo, Mina Nova Sul, etc., os quais já foram cubados e estudados por diversos autores. Entretanto, há prospectos auríferos, como o Alvo Enche Concha, que ainda necessitam de estudos para definição de suas características geológicas, aspectos genéticos e posterior contribuição na integração do conhecimento da metalogenia aurífera do Cinturão.

4 OBJETIVOS

O objetivo maior deste trabalho é contribuir com o conhecimento metalogenético do Alvo Enche Concha. Dentre os objetivos específicos pode-se citar:

- a) Definir quais são as rochas hospedeiras da mineralização e os efeitos da alteração hidrotermal associada com a mineralização aurífera;
- b) Determinar as condições físico-químicas em que ocorreu a alteração hidrotermal e a mineralização;
- c) Investigar fontes de fluidos mineralizantes;
- d) Discutir processos responsáveis pela mineralização;
- e) Comparar as características de Enche Concha com as de depósitos já estudados no Cinturão Gurupi.

5 MATERIAIS E MÉTODOS

Os materiais utilizados neste trabalho são amostras de testemunhos de furos de sondagens disponibilizados pela empresa IAMGOLD.

5.1 PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Consistiu no levantamento bibliográfico referente à geologia e metalogenia da região, além da literatura sobre metalogenia aurífera, processos mineralizadores e técnicas analíticas que foram empregadas.

5.2 PETROGRAFIA

A caracterização petrográfica do minério e da rocha hospedeira utilizou microscópio petrográfico Zeiss modelo Axioplan 2, de luz transmitida e refletida do laboratório de petrografia do Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica do Instituto de Geociências da UFPA. Neste estudo foram determinadas a composição mineralógica do minério, das rochas hospedeiras, além dos tipos de alteração hidrotermal que as afetou.

5.3 MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)

A caracterização da mineralização foi aprimorada por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), com a obtenção de imagens de elétrons retroespalhados (ERE) e composições químicas semiquantitativas com base na técnica de espectroscopia de raios X por dispersão de energia (EDS), que possibilitaram a individualização das fases minerais sulfetadas e suas relações com a mineralização aurífera, a partir de análises dos teores de Au presentes na estrutura dos sulfetos. Para isso foram utilizadas lâminas polidas previamente metalizadas com carbono.

5.4 INCLUSÕES FLUIDAS

O estudo de sistemas de fluidos via inclusões fluidas foi desenvolvido no laboratório de microtermometria do Grupo de Pesquisa em Geologia Econômica do Instituto de Geociências da UFPA.

O estudo foi realizado em seções bipolidas confeccionadas em amostras de veios de quartzo mineralizados e em zonas de alteração hidrotermal. Este trabalho foi dividido em duas partes: 1) Estudo petrográfico das inclusões fluidas em microscópio petrográfico de luz transmitida, com base em critérios genéticos, morfológicos, número de fases, forma de ocorrência, relação temporal, posição no cristal, percentual de cada fase e natureza dos fluidos

(p.ex., Roedder, 1984). 2) 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 P-T de aprisionamento dos fluidos (p.ex., Bodnar et al. 2014).

5.5 ISÓTOPOS ESTÁVEIS (O, C, H)

Estudos de isótopos estáveis foram efetuados em calcita (C, O), quartzo (O) e inclusões fluidas (D/H). Os concentrados minerais para esse estudo foram obtidos por técnicas convencionais de redução de amostras (trituração, peneiramento, etc.) e catação manual em lupa binocular. Os trabalhos preparatórios foram realizados nos laboratórios Para-Iso e LabPetro do PPGG no Instituto de Geociências da UFPA. As análises isotópicas foram efetuadas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília (UnB) no que se refere aos isótopos de O e C em carbonatos, e as análises de isótopos de O e D/H foram efetuadas na Universidade de Cape Town, na África do Sul.

O oxigênio do quartzo foi liberado por reação com BrF_5 , e convertido em CO_2 por reação com grafita a 750°C . O gás CO_2 obtido foi analisado isotopicamente em espectrômetro de massa. O hidrogênio de inclusões fluidas foi liberado por crepitação das inclusões contidas em fragmentos de quartzo, por aquecimento gradual. Para as determinações da composição isotópica de carbono e oxigênio em calcita, o CO_2 foi extraído em uma linha de vácuo após reação com H_3PO_4 a 25°C . O CO_2 extraído foi purificado criogenicamente. Os resultados analíticos são apresentados em per mil (‰) na notação delta ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e δD) relativa aos padrões V-SMOW (oxigênio e hidrogênio) e V-PDB (carbono).

5.6 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS (Sr)

Estudos de isótopos de Sr em carbonatos foram úteis para a determinação de fontes de fluidos e componentes do minério. Esses estudos foram realizados no laboratório Para-Iso da UFPA e a separação mineralógica foi efetuada a partir de técnicas convencionais de redução de amostras (trituração, peneiramento, etc) e catação manual em lupa binocular. Posteriormente a essa etapa foi feita dissolução total das amostras de Sr, separação química, purificação e por fim foram realizadas as análises isotópicas de Sr em modo estático em um espectrômetro de massa de termo ionização (TIMS) da marca FINNIGAN modelo MAT 262, equipado com sistema de multicoletação, com sete coletores de Faraday.

6 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

6.1 FRAGMENTO CRATÔNICO SÃO LUÍS

Embora o Fragmento Cratônico São Luís seja composto por várias unidades litoestratigráficas, na região de estudo aflora apenas a Suíte Intrusiva Tromaí, de forma que somente ela será abordada neste trabalho.

6.1.1 Suíte Intrusiva Tromaí

A Suíte Intrusiva Tromaí forma um grande maciço, no limite entre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luis (Figura 1). Composicionalmente a suíte é composta por tonalitos, quartzo-dioritos e granodioritos, predominantemente, com monzogranitos ocorrendo de forma subordinada. Hornblenda predomina nas variedades mais primitivas e biotita nas mais evoluídas. As rochas exibem granulação média a grossa e são equigranulares a inequigranulares, raramente porfíricas, e mostram tonalidades acinzentada, esverdeada e rosada. Os tons esverdeados são muito comuns em razão da alteração hidrotermal regional e/ou metamorfismoa que foram submetidas às rochas. Mesoscopicamente apresentam estruturas maciças a foliadas, até miloníticas, dependendo da proximidade a zonas de cisalhamento. Enclaves microgranulares de tonalito a quartzo diorito são bastante frequentes, assim como concentrações de minerais máficos (Klein *et al.* 2008a, Pastana 1995).

Idades entre 2147 ± 3 a 2168 ± 4 Ma foram obtidas em cristais de zircão por evaporação de Pb e U-Pb SHRIMP (Klein & Moura 2001, Klein *et al.* 2008a). Quimicamente, a suíte é expandida, com assinatura cálcico-alcalina normal a tonalítica, predominantemente metaluminosa e com características compatíveis com a de granitóides formados em arcos de ilhas (Klein *et al.* 2008) o que é consistente com o caráter juvenil indicados pelos dados isotópos de Nd (Klein *et al.* 2005).

6.2 CINTURÃO GURUPI

O Cinturão Gurupi é composto por sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares, gnaisses e várias gerações de rochas plutônicas, as quais serão descritas a seguir.

6.2.1 Metatonalito Igarapé Grande

Esta unidade consiste em metatonalitos cinza escuros que estruturalmente não possuem trama tectônica mesoscópica evidente, assim como variedades bandadas. Ao

microscópio observa-se nos metatonalitos principalmente textura granular hipidiomórfica, mas quartzo (26-45%) e plagioclásio (35-50%) recristalizados podem formar arranjos granoblásticos. Contém algum microclínio (<5%), biotita marrom (8-15%) e ocasionalmente anfibólio verde (<7%). Clorita e muscovita são produtos retrometamórficos desenvolvidos sobre a biotita e/ou anfibólio e os acessórios são apatita, zircão, titanita, epidoto, granada e minerais opacos (Klein *et al.* 2005a).

Uma idade de 2594 ± 3 (evaporação de Pb em zircão) foi obtida por Klein *et al.* (2005a) e é interpretada como a idade de cristalização do protólito do metatonalito/gnaíse, o que posiciona a unidade no Neoarqueano.

6.2.2 Complexo Itapeva

Segundo Klein & Lopes (2011) o Complexo Itapeva é composto por gnaissesortoderivados, com predominância de termos tonalíticos, além da presença de metatonalitos e de gnaisses paraderivados. Há também ocorrências isoladas de (meta) granitoides e rochas máfica-ultramáficas.

A mineralogia dos ortognaisses varia em percentuais modais e inclui plagioclásio (45-66%), quartzo (25-30%), microclínio (4-5%, quando presente), biotita (11-20%) e/ou hornblenda (5-30%) e epidotoneoformado (4-5%). Minerais opacos, apatita e zircão são as principais fases acessórias; alanita, titanita e granada ocorrem ocasionalmente (Klein & Lopes 2011; Klein *et al.* 2015).

Quimicamente, Klein & Lopes (2011) identificaram dois grupos, ambos com características similares às de granitoides de arcos vulcânicos, mas com diferenças significativas em elementos traços, o que pode indicar distintos protólitos.

Idades (U-Pb em zircão) de 2158 ± 8 Ma e 2167 ± 2 Ma foram determinadas previamente (Klein *et al.* 2005a, Klein *et al.* 2015) e dados isotópicos de Nd (Klein *et al.* 2005b, Klein & Lopes 2011) apontam idades modelo TDM de 2,22 a 2,31 Ga com valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre +1,4 e +2,6, indicando caráter juvenil para os protólitos ígneos dos gnaisses (Klein *et al.* 2017).

6.2.3 Formação Santa Luzia do Pará

Segundo Klein *et al.* (2015), as rochas atribuídas a Formação Santa Luzia do Pará encontram-se bastante intemperizadas e raros são os afloramentos com rochas frescas. Em

campo, a maioria das rochas foram descritas como mica xistos e quartzo-mica xistos de coloração marrom e arroxeadas. Bolsões e veios de quartzo discordantes, subconcordantes e concordantes comumente boudinados são frequentes.

A xistosidade possui orientação variável, predominando as orientações N10°-30°W com mergulhos moderados a altos para SW no contato com a Formação Chega Tudo, flexurando até as orientações N30°-50°E, nas proximidades do granito Japiim. Condições de metamorfismo sugeridas por Costa, Almeida e Ricci (1996) estariam acima de 425°C (fácies xisto verde alto), com base no aparecimento de biotita em metapelitos (xistos quartzosos com muscovita, biotita e clorita). Entretanto a presença de estauroлита em algumas porções da unidade indica que ao menos parte da mesma alcançou a fácies anfíbolito (Klein *et al.* 2017).

Segundo Klein *et al.* (2017) dados de U-Pb (LA-ICM-MS) em zircão detrítico mostram picos bem definidos para fontes com idade em torno de 2150 Ma. Também discute-se que a idade máxima de sedimentação e as relações de contato ainda necessitam de estudos para sua definição. Contudo, neste trabalho, em uma amostra estudada foram obtidas idades de 2058± 19 a 2063 ± 30 Ma, sendo estas muito baixas, compatíveis com o metamorfismo.

6.2.4 Granito Cantão

Denominado por (Klein *et al.* 2005c, Klein & Lopes 2011, Palheta *et al.* 2009), ocorre como dois corpos de forma subarredondada. Sua ocorrência circunscrita às rochas metassedimentares da Formação Santa Luzia do Pará e a presença de enclaves de xistos similares ao dessa formação foram interpretados como indicativas de sua intrusão na sequência metavulcanossedimentar (Costa & Ricci 2000, Klein & Lopes 2011, Palheta *et al.* 2009) embora relações de contato não tenham sido claramente observadas.

As rochas do Granito Cantão possuem coloração predominantemente cinza claro, com variedades esverdeadas e esbranquiçadas, dependendo de eventual alteração pós-magmática sofrida, e a granulação varia de fina a grossa. Petrograficamente foram descritos granodiorito (predominante), monzogranito e raro sienogranito, com mineralogia composta por quartzo (23-42%), microclinio (11-42%), plagioclásio (13-52%) e biotita (2-14%). Muscovita/sericita, clorita, epidoto, prehnita e carbonato ocorrem como minerais de alteração sobre feldspatos e/ou biotita, enquanto que titanita, zircão, allanita, apatita e minerais opacos são fases acessórias (Klein *et al.* 2017).

Palheta *et al.* (2009) determinaram idades de 2163 ± 4 Ma, por evaporação de Pb em zircão para o Granito Cantão, o que o posiciona no Riachão.

6.2.5 Anfibolito Muriá

É uma rocha cinza escuro a preta, de granulação fina a média, foliada, localmente bandada, comumente cortada por vênulações descontínuas de plagioclásio e anfibólio. É composta por plagioclásio (35-60%), hornblenda (55-60%), quartzo (10%) e traços de minerais opacos. Epidoto, clorita, calcita e sericita são minerais de alteração. O plagioclásio está ocasionalmente substituído por epidoto, sericita e clorita. O epidoto também substitui a hornblenda (Klein & Lopes 2011).

Quimicamente, segundo Klein & Lopes (2011), o anfibolito possui composição de andesito basáltico a basalto subalcalino, com teores relativamente baixos de Cr e Ni e altos de Co e padrão de ETR horizontalizado e muito enriquecido em relação ao do condrito. A assinatura química varia de basalto tholeiítico a cálcico-alcalino e sugere formação em ambiente de arcos de ilha ou bacia retro-arco.

A idade do Anfibolito Muriá foi determinada por U-Pb SHRIMP em zircão, situando-se entre 2127 e 2150 Ma, sendo posicionada no período Riachino (Klein & Lopes 2011). Quimicamente o anfibolito é uma rocha de características orogênicas formada em ambiente de arcos de ilha ou bacia retroarco (Klein & Lopes 2011).

6.2.6 Anfibolito Cocal

As rochas deste anfibolito possuem cor preta a cinza-escuro e cinza-esverdeado, granulação média e são bandadas. O bandamento tem atitude N0°E/70E. Petrograficamente foram caracterizados anfibolito, epidoto-anfibolito e piroxênio-plagioclásio-hornblenda xisto. São compostos por plagioclásio (25-38%), hornblenda (45-50%), clinopiroxênio (0-15%), quartzo (traços a 5%), titanita (3-7%), minerais opacos (traços a 8%) e quantidades subordinadas de feldspato alcalino, apatita e epidoto (Klein & Lopes 2011).

Estudo geoquímico preliminar (Klein & Lopes 2011) mostra rochas básicas ricas em Fe₂O₃ e CaO, com moderado teor de TiO₂ e baixas concentrações de MgO, Co, Cr e Ni. Os padrões de elementos traços foram interpretados como similares aos de rochas básicas orogênicas.

O posicionamento temporal do Anfibolito Cocal foi interpretado como do Toniano (Klein & Lopes 2011) por se localizar em meio a rochas supostamente neoproterozoicas e com base em idades modelo Sm-Nd em torno de 1 Ga. Esse posicionamento é revisto em Klein *et al.* (2017) com base em datação de zircão (U-Pb, LA-ICP-MS) que estabelece idades de intercepto superior de 2162 ± 8 Ma e 2146 ± 17 Ma, respectivamente, ambas com

MSWD=1,3. Ambas idades são interpretadas como idade de cristalização dos protólitos ígneos dos anfibolitos.

6.2.7 Formação Chega Tudo

A Formação Chega Tudo foi introduzida por Klein *et al.* (2005c) para designar a sequência metavulcanossedimentar localizada na porção limítrofe entre o Cinturão Gurupi e o Fragmento Cratônico São Luis. Posteriormente, Klein & Lopes (2011) separaram uma porção vulcânica da formação em um corpo individual. A unidade forma uma faixa estreita, alongada, de orientação geral NW-SE na porção sudeste do cinturão e submeridiana na porção noroeste. Os contatos com as unidades vizinhas são predominantemente tectônicos e subordinadamente intrusivos com granitoides mais jovens (Klein *et al.* 2017).

A constituição litológica da porção indivisa da Formação Chega Tudo é bastante variada e inclui uma alternância de rochas metavulcânicas, metavulcanoclásticas e metassedimentares. Foram descritos metariolito, metadacito, metandesito, metabasalto, clorita xisto, talco xisto, tremolita xisto, tufos ácidos (de lapilli, de cinzas e clásticos), quartzo-muscovita (ou sericita) xisto, xisto carbonoso/grafitoso, filito e silexito. Na porção vulcânica predominam largamente os metadacitos e metandesitos (Bettencourt *et al.* 1991; Klein *et al.* 2005; Klein & Lopes 2011; Nakailajoie, Clow 2011).

As rochas metavulcânicas são predominantemente félsicas/intermediárias, sendo metadacito, às vezes porfirítico o tipo petrográfico mais comum, com ocorrência menor de andesito. Ao microscópio, dacitos e andesitos mostram maior ou menor grau de milonitização. Alguns exemplares, além da foliação, apresentam bandamento caracterizado pela alternância de lamelas de actinolita e agregados de quartzo. Os dacitos são rochas porfiroblásticas e/ou porfiroclásticas. Relictos de fenocristais de quartzo (12-30%) e/ou plagioclásio (30-70%) são subédricos a irregulares, por vezes com bordas de corrosão magmática (Klein & Lopes 2011).

Tipos máficos são menos frequentes. Foi reconhecido anfibólio xisto, com 70-75% de hornblenda e teores variáveis de plagioclásio, epidoto, calcita, clorita, minerais opacos e quartzo. As rochas metavulcanoclásticas englobam tufos ácidos e filitos com possível contribuição vulcanogênica. São rochas muito finas e foliadas, ricas em quartzo (50-80%) e muscovita (15-40%), algumas com feldspato alcalino, e contêm também minerais opacos (3-15%). Ao microscópio mostram-se micro a criptocristalinos e com fragmentos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino com formas angulosas ou em cúspide (Klein & Lopes 2011).

As rochas metassedimentares são representadas por xistos diversos, em que predominam variedades micáceas, quartzosas, grafitosas e hematíticas. Foram descritos biotita-muscovita-quartzo xisto, quartzo-sericita-muscovita xisto e granada-clorita-muscovita-quartzo xisto que representam provável sequência pelítica, eventualmente siliciclástica (quartzo-feldspática) nos termos mais grossos (Klein & Lopes 2011).

As rochas desta unidade apresentam-se invariavelmente xistosas e/ou milonitizadas, localmente dobradas. A foliação está orientada segundo NW-SE com mergulhos variáveis, mas em geral de alto a médio ângulo, predominantemente para SW. Lineações de estiramento, indicando movimentação predominantemente transcorrente, com componente oblíqua, também se fazem presentes (Ribeiro 2002).

O metamorfismo da unidade, de acordo com os tipos petrográficos descritos por Klein & Lopes (2011), varia de xisto verde baixo até anfibolito baixo (xistos básicos), mas predomina a fácies xisto verde médio a alto.

Idades de 2148 ± 1 e 2160 ± 3 Ma foram obtidas em metadacitos pelo método de evaporação de Pb em zircão (Klein & Moura 2001), interpretadas como a idade do vulcanismo e de deposição da Formação Chega Tudo.

6.2.8 Suíte Intrusiva Japiim

A Suíte Intrusiva Japiim é uma unidade proposta para agrupar o magmatismo riaciano fortemente peraluminoso, de características colisionais, que forma um corredor de vários plútons ao longo do Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2017).

Petrograficamente os granitos da Suíte Intrusiva Japiim são compostos por sienogranitos e monzogranitos com muscovita e biotita. São rochas de coloração cinza clara a rósea, equigranulares a inequigranulares médias a grossas. Podem ser maciças ou foliadas dependendo de sua relação com estruturas, e são cortadas por veios e diques graníticos e veios quartzo-feldspáticos e de quartzo. Mineralogicamente são rochas compostas por quartzo (25-45%), microclínio (15-43%), plagioclásio (12-55%), muscovita (2-25%), e biotita (<1-15%) (Klein *et al.* 2017).

Idades U-Pb em zircão foram reportadas (Klein *et al.* 2012) para os corpos Japiim (2116 ± 12 Ma), Maria Suprema (2100 ± 12 Ma), Moça (2099 ± 19 Ma) e Tamancuoca (2079 ± 12 Ma), sugerindo magmatismo em torno de 2100 Ma.

6.2.9 Quartzo Sienito Anelis

Segundo Klein *et al.* (2015) as rochas dessa unidade são rosadas, inequegranulares, de granulação média a grossa, às vezes porfiríticas, e encontram-se ocasionalmente deformadas tectonicamente, o que é dado pela orientação dos feldspatos e dos minerais máficos, chegando até ao desenvolvimento de estreitas bandas de milonitos. Mineralogicamente são compostas por feldspato alcalino (40-45%), quartzo (15-25%), plagioclásio (10-25%), augita ou aegerina augita (25%), hornblenda (15-25%), biotita (2-5%) e titanita (2-3%) (Klein *et al.* 2017).

Análise U-Pb em zircão por LA-ICP-MS determinou o posicionamento da unidade em 2100 ± 21 Ma, portanto no Riáciano, e idades de intercepto inferior, próximas a 500 Ma, refletem perda de Pb provavelmente associada a evento termo-tectônico ocorrido no Eoproterozoico/Cambriano (Klein *et al.* 2012).

6.2.10 Granito Timbozal

Este granito possui coloração cinza e é fácil de ser distinguido em campo pelo seu caráter porfirítico grosso, definido por fenocristais de feldspato potássico sem orientação evidente. A matriz é granodiorítica, com textura granular hipidiomórfica, e mostra uma foliação normalmente descontínua, marcada pela biotita e alguma muscovita (Klein *et al.* 2017).

A mineralogia compreende quartzo (17-38%), feldspato alcalino (9-32%), plagioclásio (20-50%), biotita (2-13%) e rara hornblenda (1%). Muscovita é fase subordinada (<1-3%), clorita, epidoto e carbonato são minerais secundários e titanita, apatita, allanita, zircão e minerais opacos são fases acessórias (Klein *et al.* 2015, Palheta *et al.* 2009).

A idade de cristalização do Granito Timbozal é 2084 ± 5 Ma, determinada por evaporação de Pb em zircão (Palheta *et al.* 2009 – que se referiam na época ao Granito Japiim).

Quimicamente o Granito Timbozal se caracteriza por rochas cálcico-alcálicas de alto K e fracamente peraluminosas (Klein *et al.* 2012), o que, em conjunto com os dados isotópicos e idade, levou Klein *et al.* (2015) à interpretação da unidade como tardiorogênica em relação aos eventos do riáciano.

6.2.11 Formação Igarapé de Areia

A Formação Igarapé de Areia (Abreu *et al.* 1980, Pastana 1995) reunia rochas sedimentares clásticas que teriam sido depositadas em uma bacia sobre rochas do Fragmento

Cratônico São Luís, próximo ao seu limite com o Cinturão Gurupi. Klein & Lopes (2011) redefiniram a unidade em termos de cartografia, demonstrando que ocorre também no Cinturão Gurupi, e também no que concerne à sua idade, posicionamento estratigráfico e significado tectônico.

O conteúdo litológico da Formação Igarapé de Areia foi redefinido por Klein & Lopes (2011) em três associações de litofácies: (A) predominância de arenito grosso com intercalações de conglomerado oligomíticos e quartzo arenito sericítico; (B) arenito grosso com intercalações de pelitos e (C) metarenito conglomerático oligomítico com estratificações cruzada e acanalada.

Klein *et al.* (2015) dataram cristais detríticos de zircão (U-Pb LA-ICP-MS), extraídos de arenito fracamente mineralizado nas proximidades do depósito aurífero de Cachoeira, os quais retornaram idades entre 2075 ± 27 Ma e 2273 ± 21 Ma, indicando que a sedimentação ocorreu no final do Riáciano. O padrão de distribuição das idades é coincidente com o dos três estágios principais de evolução paleoproterozoica conhecida para o Fragmento Cratônico São Luís e Cinturão Gurupi (cf. Klein *et al.* 2008b, 2012): (1) ~2240 Ma – estágio de arco precoce (2) 2170-2140 – magmatismo cálcico-alcálico e (3) ~2100 – magmatismo peraluminoso.

6.2.12 Grupo Gurupi

No trabalho de Klein *et al.* (2017) o Grupo Gurupi recebeu uma nova atualização em termos de constituição estratigráfica. Foram consideradas três formações, do topo para a base: Rio Piritoró, Vila Cristal e Marajupema (esta anteriormente unidade autônoma).

6.2.12.1 Formação Rio Piritoró

Segundo Costa e Ricci (2000) e Klein *et al.* (2015) as litologias que definem a formação incluem filito carbonoso, sericita filito/xisto, quartzo-mica xistos e raramente ardósia, quartzito feldspático com pouca mica e rocha vulcânica ultramáfica. Ardósias e filitos apresentam fissilidade bem definida e muitas vezes as rochas estão dobradas e crenuladas. Os xistos são finos a médios. Klein *et al.* (2015) identificaram dois afloramentos de talco-clorita-tremolita xisto (rocha metaultramáfica) alterado, que ocorre também como possíveis fragmentos em uma brecha. As variedades litológicas indicam metamorfismo variado, desde grau muito baixo ou anquimetamórfico (ardósia, filito) até xisto verde (biotita xisto).

Dados geocronológicos por U-Pb (LA-ICPMS) em zircão detrítico de três amostras de quartzito e xistos paraderivados da Formação Rio Piritoró obtidos por Klein *et al.* (2015)

mostraram idades entre 2040 e 2240 Ma, em geral compatíveis com fontes do Fragmento Cratônico São Luís e do próprio Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2017).

6.2.12.2 Formação Vila Cristal

As rochas dessa unidade encontram-se muito alteradas intempericamente e de difícil reconhecimento. Em sua maioria representam quartzo-mica xistos (feldspáticos ou não) e subordinados xistos argilosos, filito e chert (?) ferruginoso. Localmente ocorre alternância de pacotes argilosos e arenosos, sendo que as camadas de quartzito são muito similares aos quartzitos da Formação Marajupema (Klein *et al.* 2017).

Os litotipos da unidade apresentam forte xistosidade com mergulho moderado a íngreme para SW a WSW, por vezes apresentados progressivamente dobrados. O contato com o Complexo Itapeva é, ao menos em parte, por zona de cisalhamento transpressiva sinistral, onde o mergulho das foliações é de alto ângulo a subvertical (Klein *et al.* 2017).

A Formação Vila Cristal é definida como unidade neoproterozoica, bordejando unidades mais antigas, do Riáciano, ligadas a evolução do Fragmento Cratônico São Luís (Klein *et al.* 2017).

6.2.12.3 Formação Marajupema

Litologicamente, a sequência é composta por quartzitos, quartzitos feldspáticos ricos em muscovita, biotita e plagioclásio, portando granadae rara cordierita, e por muscovita-quartzitos. Klein *et al.* (2005a) consideraram que a ausência de feldspato alcalino e sillimanita e a abundância de muscovita, indicam que essas rochas atingiram a fácies anfíbolito alto.

A idade da Formação Marajupema foi primeiramente estabelecida por Klein *et al.* (2005a). Com base nesse trabalho, Klein & Lopes (2011) assumiram idade Toniana (Neoproterozoico) para Formação Marajupema.

6.2.13 Formação Cabeça de Porco

A Formação Cabeça de Porco foi definida por Klein *et al.* (2015) para agrupar rochas sedimentares não metamorfizadas, ou metamorfizadas em grau muito baixo.

Klein *et al.* (2015) identificaram sete litofácies. Da base para o topo, compreendem: (1) Fácies conglomerado oligomítico, formado por grãos de quartzo subarredondados, moderadamente selecionados, sustentado por matriz arenosa média a fina cinza-escura ou esbranquiçada, com fragmentos líticos e de feldspatos. Localmente, as camadas estão dobradas e parcialmente erodidas, aflorando esta fácies na porção central (charneira?) da

dobra; (2) Fácies siltito argiloso, com rochas esbranquiçadas, a amareladas e avermelhadas, mostrando laminações onduladas, e depositados em contato brusco com a facies sobreposta; (3) Fácies siltito intercalado com arenito, composta por rochas maciças, ou com laminação pouco evidente, intercaladas com camadas centimétricas de arenito fino a médio; (4) Fácies arenito fino, composta por arenitos esbranquiçados, com lâminas onduladas; (5) Fácies siltito laminado, de rochas esbranquiçadas e acinzentadas, bem litificadas e com laminação plano paralela. Possuem boa continuidade lateral e localmente mostram mega ondulações (dobras); (6) Fácies pelito laminado, composta por pelitos esbranquiçados, finamente laminados, às vezes com lentes e/ou níveis siltosos e sem boa continuidade lateral; (7) Fácies siltito intercalado com argilito, composta por siltitos esbranquiçados, com níveis e camadas argilosas intercaladas, mostrando espessamento ascendente das camadas de siltito e gradação vertical para as fácies “3” e “4”.

Cristais detríticos de zircão datados por U-Pb (LA-ICP-MS) mostraram distribuição de idades entre 2120 e 2230 Ma, indicando proveniência a partir de unidades riacianas do Fragmento Cratônico São Luís e do próprio Cinturão Gurupi, e o cristal concordante mais jovem, de 2119 ± 7 Ma, estabeleceu o limite máximo para a idade de sedimentação (Klein *et al.* 2015).

6.2.14 Metamicrotonalito Caramujinho

Caracteriza-se por ser uma rocha cinza esverdeada clara de granulação fina, com foliação incipiente, por vezes com aspecto bandado sutil, cortada por vênulas e bolsões quartzo-feldspáticos, alguns deles contendo concentrações de anfibólio e localmente sulfetada.

Tonalito é o tipo petrográfico dominante seguido de quartzo diorito. Ao microscópio mostra textura granular fina a porfírica fina definida por prismas longos de hornblenda e cristais de plagioclásio e quartzo em meio a matriz composta por plagioclásio alterado, epidoto, clorita, sericita, calcita e titanita. Em pelo menos uma amostra as bandas composicionais são bem definidas. Uma banda possui composição tonalítica-trondhjemítica e é formada por cristais subédricos de plagioclásio, quase que totalmente substituídos por epidoto e clorita, e por grãos anédricos de quartzo. A outra banda possui composição quartzo-diorítica e é formada por cristais de hornblenda verde, plagioclásio, quartzo e mineral opaco (Klein & Lopes 2011).

O posicionamento temporal do Metamicrotonalito Caramujinho foi estabelecido por Klein & Lopes (2011) por análises U-Pb por LA-ICP-MS em zircão, obtendo-se idade de 624 ± 16 Ma.

6.2 15 Formação Piriá

Quatro litofácies foram definidas para a Formação Piriá (Klein *et al.* 2015; Lopes *et al.* 2016). Todas as rochas apresentam elevado grau de diagênese, epidoto neoformado em arenitos, grande quantidade de sericita em pelitos, o que foi interpretado como anquimetamorfismo: (A) Fácies arcóseo intercalado com pelito; os arcóseos são cinza esverdeados, médios a finos, moderadamente selecionados e com estratificação plano paralela e compostos por quartzo, feldspato, minerais opacos, zircão, granada, epidoto, micas e turmalina; (B) Fácies siltitos e pelitos laminados; constituída por rochas cinza esverdeadas e vermelhas, muito finas, com laminação plano paralela levemente ondulada e alternância de camadas siltosas com camadas pelíticas; (C) Fácies arcoseo com estratificação hummocky: é constituída por arcóseos cinza esverdeados, finos a médios e moderadamente selecionados. Possui uma variedade de estruturas sedimentares, como estratificação plano-paralela com laminação tangencial no topo e na base, estratificações truncada por onda e hummocky, estratificação cruzada de grande porte e estruturas de convolução formadas em ambiente subaquoso; (D) fácies conglomerado oligomítico: constituído exclusivamente por ortoconglomerados bastante alterados compostos por seixos de quartzo subangulosos, com matriz de quartzo e muscovita, e intercalações compostas por argila siltosa muito alterada.

Lopes *et al.* (2016) interpretaram as associações como formadas em leques aluviais (conglomerados) e em sistema fluvial (arcóseos, grauvacas, siltitos e pelitos) que se estabeleceu e evoluiu à medida que a subsidência avançou e sofreu anquimetamorfismo e deformação tectônica muito leve. Análises de zircão detrítico (U-Pb LA-ICP-MS) determinaram a idade máxima para a sedimentação em 591 Ma e indicam fontes detríticas com idades do Neoproterozoico ao Arqueano e fontes principais do Riáciano (Lopes *et al.* 2016).

7 MODELO METALOGENÉTICO CORRENTE

A associação de rochas hospedeiras, o controle estrutural, os estilos de mineralização, as associações hidrotermais, as relações temporais entre mineralização, deformação e metamorfismo e os dados de inclusões fluidas e isótopos estáveis são consistentes com o modelo de depósitos orogênicos de ouro no Cinturão Gurupi (Klein *et al.* 2008c, Klein 2010).

De acordo com essa interpretação, fluidos metamórficos seriam produzidos por reações de desvolatilização e desidratação durante metamorfismo progressivo da sequência vulcanossedimentar de Chega Tudo, podendo também haver contribuição de fluidos magmáticos produzidos pelos muscovita-granitos sintectônicos, como Moça e Maria Suprema. A colocação de veios auríferos e geração de disseminações de ouro e sulfetos em rochas alteradas hidrotermalmente ocorreram em sítios dilatacionais (fraturas, falhas, foliação, contatos litológicos) sob condições de pressão flutuante, mesotermiais e relativamente reduzidos e em resposta a processos concorrentes, como imiscibilidade de fluidos, reações fluido-rocha e mistura de fluidos (Klein & Lopes 2011).

Segundo esse modelo a mineralização teria ocorrido no final da orogenia riaciana que operou no Fragmento Cratônico São Luis e parte do Cinturão Gurupi. Contudo, a idade absoluta dos depósitos de ouro orogênicos do Cinturão Gurupi ainda é desconhecida. Embora os dados geológicos tendam a indicar mineralização no Paleoproterozoico, incluindo o fato de que todos os depósitos conhecidos estão hospedados em rochas do Paleoproterozoico, essas rochas foram submetidas, em maior ou menor grau, a evento(s) termo-tectônico(s) no Neoproterozoico. Dados geocronológicos em minério são restritos ao depósito de Cachoeira e a composição isotópica do Pb em sulfetos deste depósito indica idades modelo entre 2035 e 1816 Ma para a pirita e entre 840 a 588 Ma para a arsenopirita. Diante disso, Klein (2010) considera as seguintes possibilidades: (1) a mineralização é paleoproterozoica e foi afetada (incluindo remobilização) no Neoproterozoico; (2) há duas épocas metalogenéticas, uma do Paleoproterozoico, outra do Neoproterozoico; (3) a mineralização ocorreu no Neoproterozoico e os dados em pirita refletiriam Pb de fonte paleoproterozoica incorporado nos minerais durante a mineralização. A possibilidade mais consistente é, aparentemente, a primeira (Klein *et al.* 2008c, Klein 2010).

8 RESULTADOS

8.1 PETROGRAFIA

Foram estudados os testemunhos de sondagem dos furos JB 02, JB 04 e JB 08 (Figura 3), representativos da variação litológica e da alteração hidrotermal no Alvo Enche Concha. A investigação atingiu profundidades de até 265 m. Nesse alvo há a presença de dacitos, filitos e zonas brechadas. Estas rochas estão localmente intercaladas. As rochas vulcânicas ocorrem, em geral, deformadas, com coloração cinza. Já os filitos apresentam uma coloração preta esverdeada. As litologias descritas encontram-se amplamente afetadas por alteração carbonática, que é a principal alteração presente no Alvo. Estas rochas são cortadas por veios e vênulas de quartzo e carbonato.

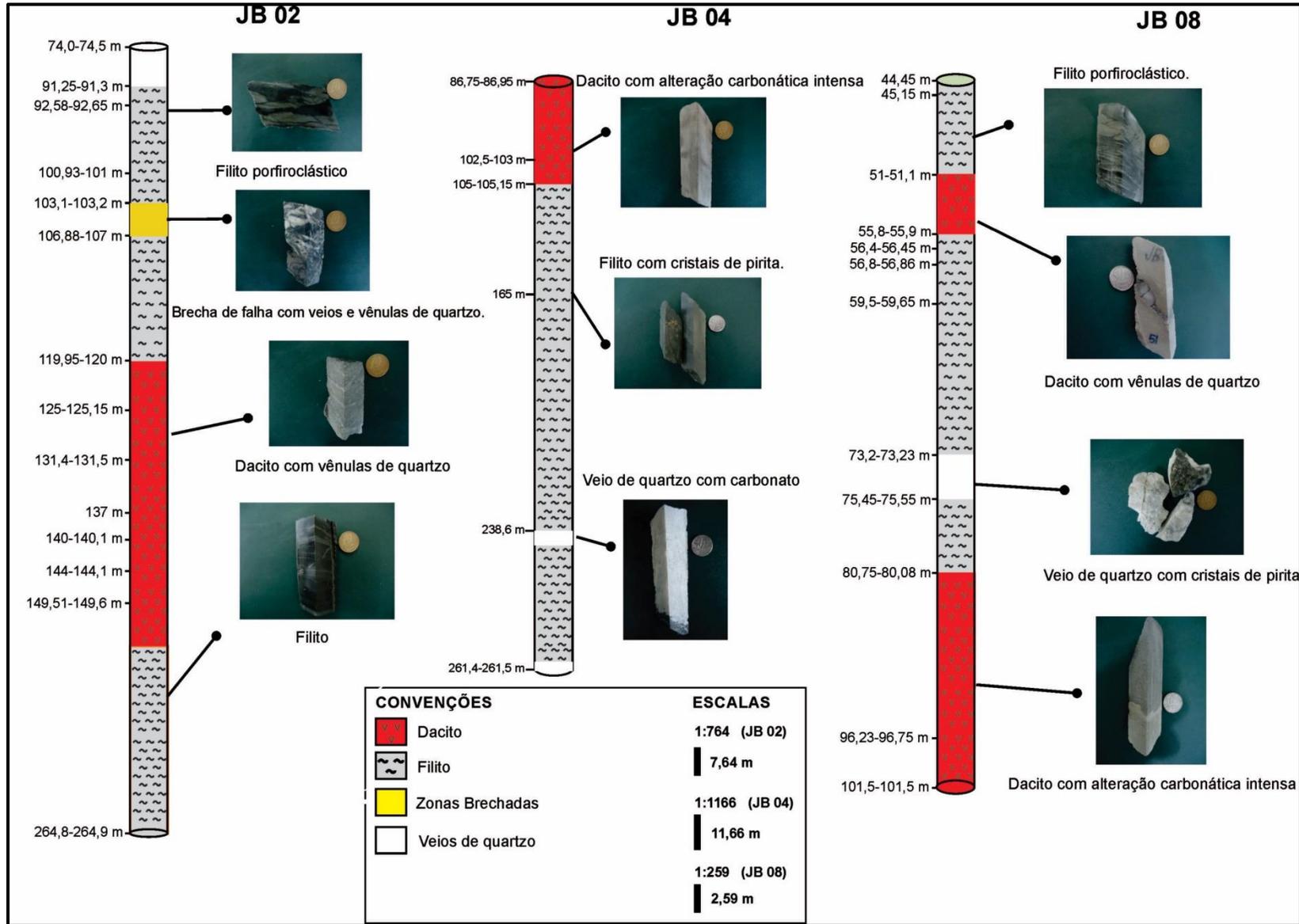


Figura 3 - Perfis esquemáticos dos furos de sondagem JB-02, JB-04 e JB-08 do alvo Enche Concha, mostrando a distribuição das principais litotipos hospedeiros.

8.2 ROCHAS HOSPEDEIRAS

8.2.1 Filitos

Tratam-se de rochas de coloração preta esverdeada (Figura 4A, 4B, 4C e 4D), com foliação penetrativa (Figura 4B). São constituídas essencialmente por quartzo, micas e carbonato. Estes minerais estão dispostos em uma clivagem contínua (Figura 5A e 5B), que localmente grada para uma foliação espaçada, marcada pela alternância de finas camadas com clivagem (ricas em muscovita e clorita) com camadas mais ricas em quartzo (Figura 5D). Apresentam também textura porfiroclástica, onde fragmentos de carbonato com formas amendoadas são contornados por matriz mais fina (Figura 5C). Localmente a rocha adquire uma textura xistosa (Figura 5E), com camadas de micas mais desenvolvidas e em maior quantidade, e os cristais de quartzo recristalizados com maior granulação.

Lentes de pirita ao longo dos planos da foliação também se fazem presentes. Verifica-se a presença de vênulas de quartzo e quartzo+carbonato, cortando a rocha, em geral discordantes à foliação, e por vezes formando micro-dobras. Localmente ocorrem veios de quartzo+pirita (Figura 5F), discordantes à foliação. Cristais cúbicos de pirita isolados ou associados com carbonato são comuns.



Figura 4 - Aspectos mesoscópicos dos filitos presentes no Alvo Enche Concha. A) Filito com coloração preta esverdeada intensa que apresenta bandamento hidrotermal; B) Filito com feições amendoadas de cristais de plagioclásio alterados para carbonato, evidenciando deformação; C) Filito bandado com porções levemente carbonatadas; D) Filito com pequenos cristais de sulfeto.

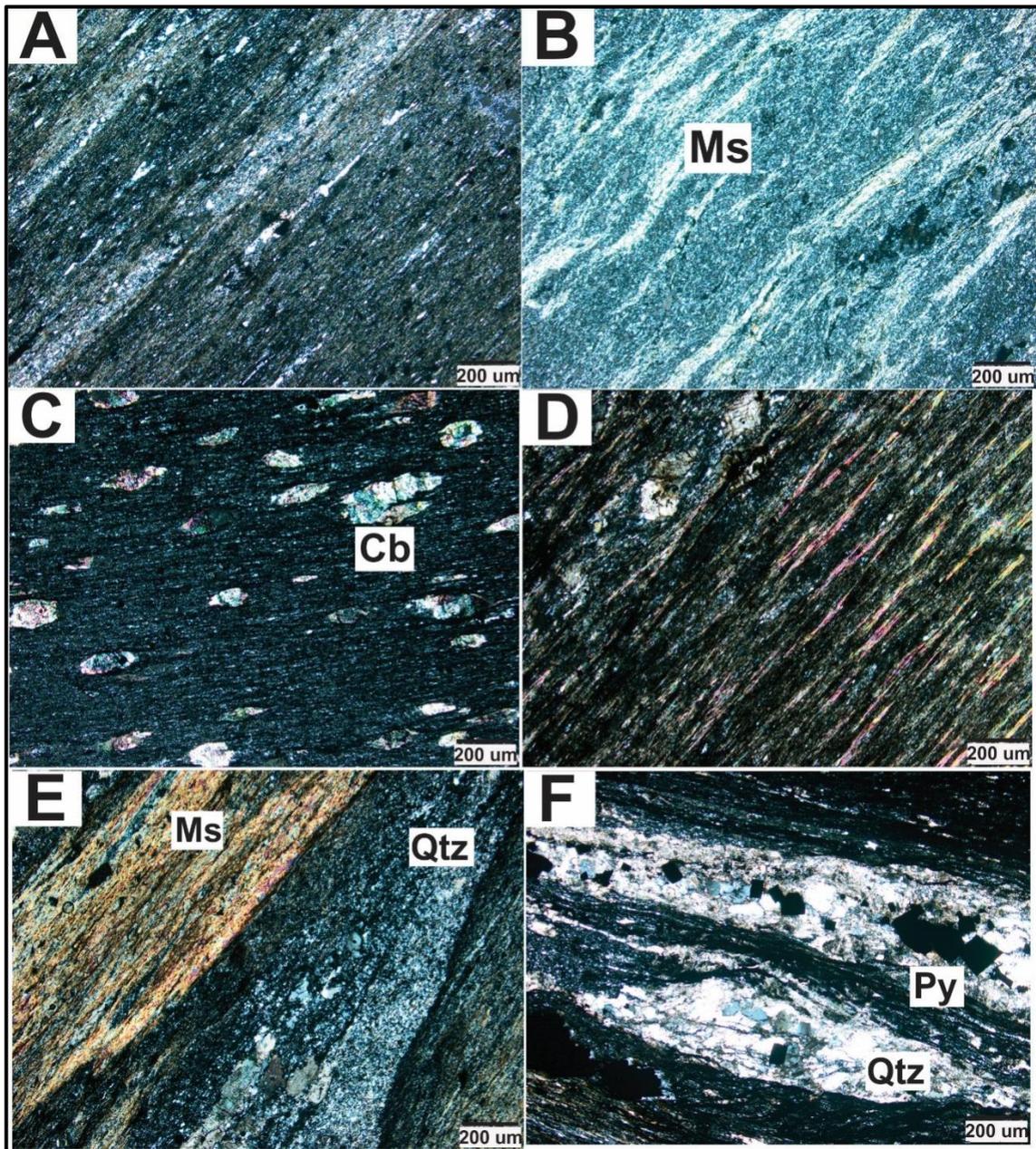


Figura 5 - Fotomicrografias das principais feições presentes nos filitos do Alvo Enche Concha com nicóis cruzados. A) Clivagem contínua com bandas ricas em micas intercaladas com bandas ricas em quartzo; B) Clivagem contínua gradando para foliação; C) Filito porfiroclástico com cristais amendoados de plagioclásio alterados para carbonato; D) Distinção entre bandas mais ricas em micas e bandas quartzosas; E) Textura xistosa que ocorre localmente na rocha; F) Vênulas de quartzo e carbonato com sulfetos. (Abreviaturas: Ms-muscovita; Cb-carbonato; Qtz-quartzo; Py-pirita)

8.2.2 Dacitos

São rochas de coloração cinza esbranquiçada (Figuras 6A, 6B, 6C e 6D), afaníticas, com textura granular fina e, por vezes, porfirítica. Encontram-se parcialmente milonitizadas e alteradas. Na variedade granular há cerca de 75% de plagioclásio e 25% de quartzo. Nas rochas com textura granular fina os cristais de plagioclásio são, em geral euédricos, tabulares, com maclamento polissintético (Figuras 7A e 7B) e estão parcialmente alterados para carbonato. Os cristais de quartzo encontram-se anédricos, com feições de subgrão. Já no tipo porfiroclástico (Figuras 7E e 7F), os porfiroclastos representam cerca de 25% da rocha, sendo estes constituídos de 20% de plagioclásio e 5% de quartzo. Estes estão imersos em matriz quartzo-feldspática. Os cristais de plagioclásio variam de anédricos à subédricos, estando amendoados (Figura 7C) e fortemente alterados para carbonato (Figura 7D) e sericita. Os cristais de quartzo apresentam-se anédricos, arredondados.

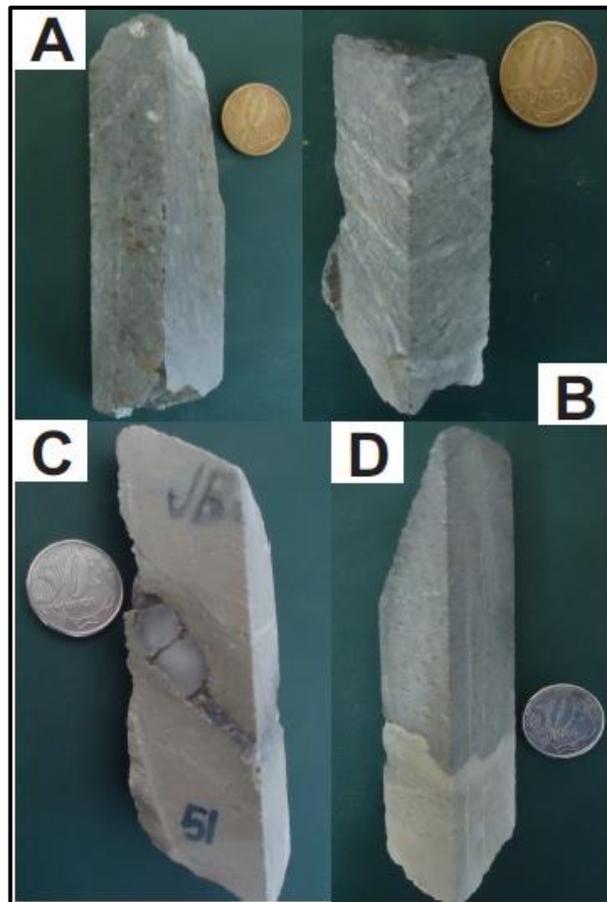


Figura 6 - Aspectos mesoscópicos dos dacitos presentes no Alvo Enche Concha. A) Dacito com coloração cinza claro; B) Dacito com alteração carbonática parcial; C) Dacito com alteração carbonática intensa, cortado por vênula de quartzo; D) Dacito cortado por vênulas de quartzo.

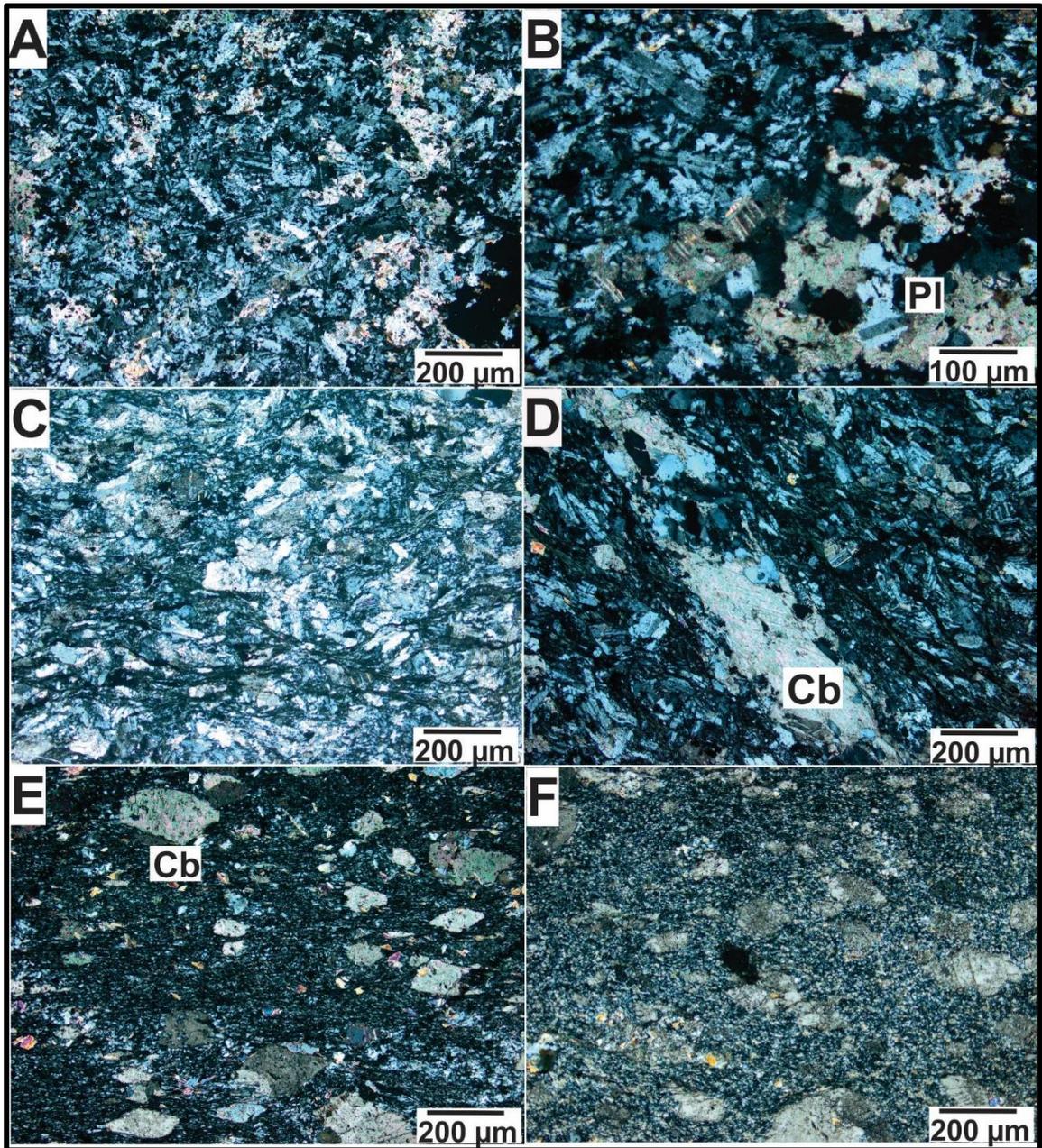


Figura 7 - Fotomicrografias das principais feições presentes nos dacitos com nicóis cruzados. A) Dacito com textura granular subédrica; B) Maclamento polissintético dos plagioclásios e verifica-se também alteração carbonática parcial desses minerais; C) Dacito deformado; D) Foliação pervasiva com lamelas de clorita; E) Dacitoporfirítico; F) Os porfiroclastos de plagioclásio encontram-se bastante alterados para carbonato, amendoados e estes estão imersos em uma matriz quartzofeldspática (Abreviaturas: Pl-plagioclásio; Cb-carbonato).

8.2.3 Zonas Brechadas

Brechas de falha (Figuras 8A e 8B) são feições que se fazem presente no Alvo Enche Concha. Representam intervalos centimétricos quase que contínuos que afetam todos os litotipos. São rochas fragmentárias, não coesas, sem trama tectônica evidente, constituídas de fragmentos de veios de quartzo (Figura 8C) e fragmentos de veios de carbonato, além de fragmentos de rocha, filitos (Figura 8D); que variam de angulosos a arredondados imersos em uma matriz fina (20% da rocha) que pode estar acompanhada ou não de cimento carbonático.

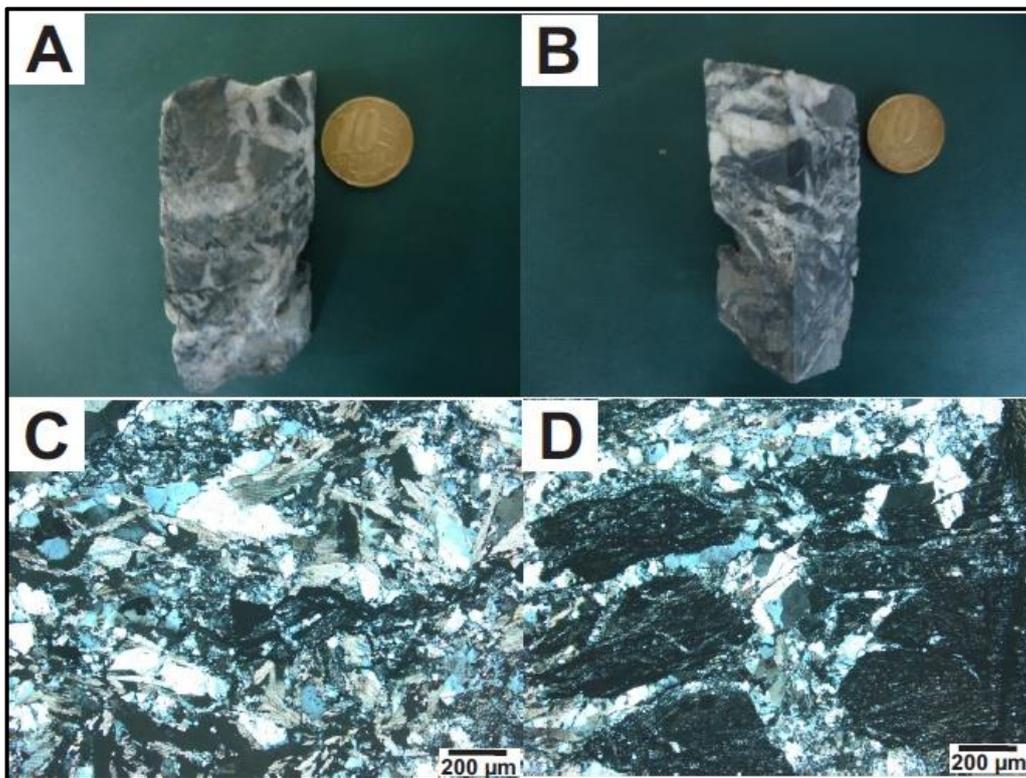


Figura 8 - Aspectos mesoscópicos e fotomicrografias das zonas de brecha, estas últimas com nicóis cruzados. A) e B) Aspectos mesoscópicos das zonas de brecha com vênulas de quartzo e carbonato e fragmentos de filitos; C) Fotomicrografia que evidencia fragmentos de cristais de quartzo e carbonato sem trama tectônica; D) Vênulas de quartzo e porções de filitos.

8.3 ALTERAÇÃO HIDROTERMAL E MODO DE OCORRÊNCIA DO MINÉRIO

No Alvo Enche Concha os tipos de alteração hidrotermal mais notáveis são: silicificação, sericitização, carbonatação e sulfetação, que estão presentes em todas as rochas do alvo.

8.3.1 Silicificação

A silicificação (Figura 9A e 9B) ocorre em todos os tipos de rochas presentes no Alvo, estando esta, em sua maioria, afetada pelo processo de deformação presente no Cinturão, o que pode ser observado por feições microscópicas, tais como formação de subgrão (Figura 9C), extinção ondulante forte e presença de micro-dobras (Figura 9D) e micro fraturas. Há também dois tipos de veios de quartzo, aqueles que estão associados a sulfetos, estando relacionados com a mineralização aurífera, podendo ou não conter vênulas de carbonato; e veios que apresentam-se apenas deformados, sem a presença de sulfetos.

Os sulfetos ocorrem associados a veios e vênulas de quartzo (Figura 9E), assim como de forma isolada nas rochas encaixantes (Figura 9F). Quando associados a silicificação apresentam teores significativos de Au em sua estrutura.

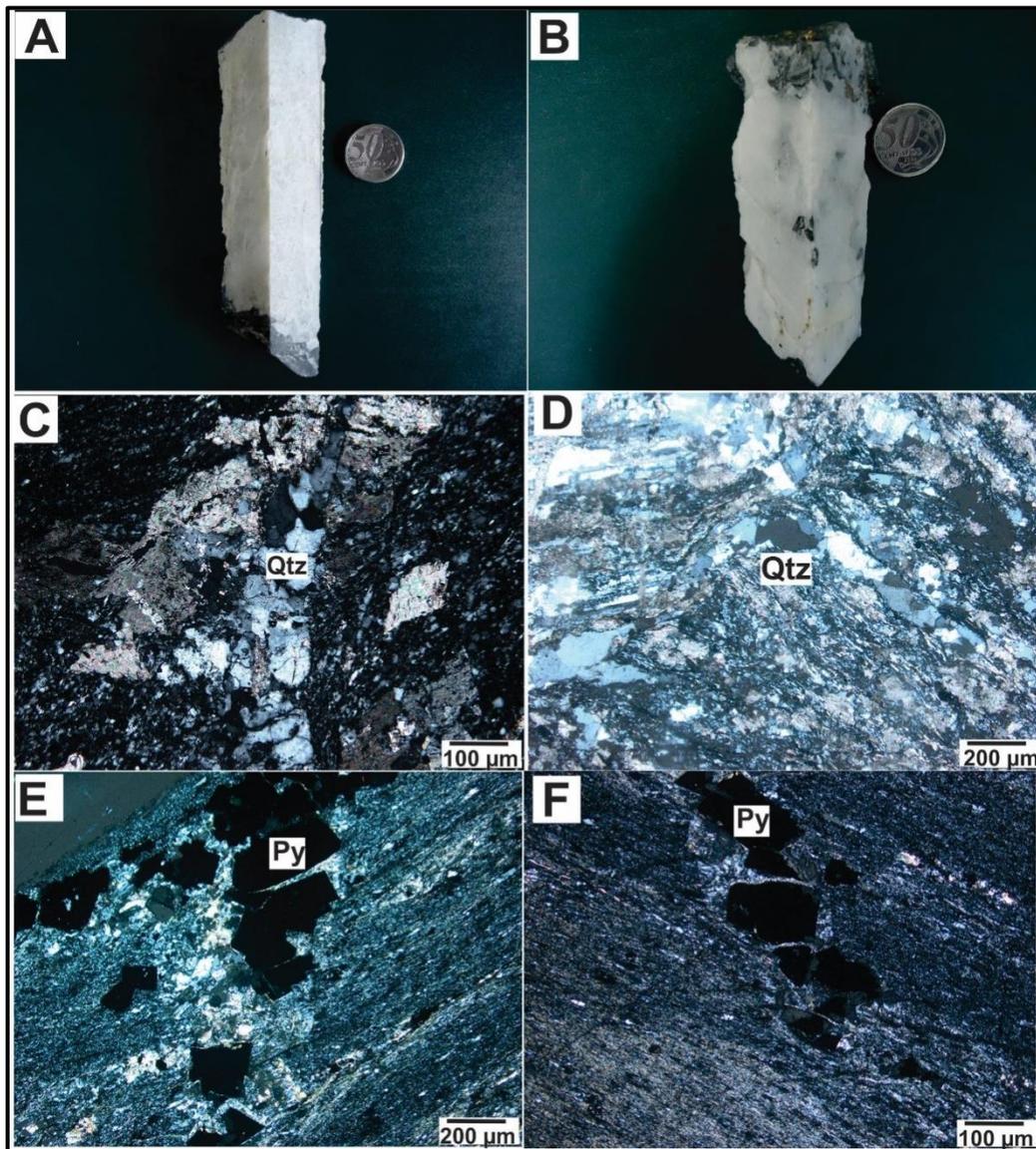


Figura 9 - Silicificação presente no Alvo Enche Concha. A) Aspecto mesoscópico de veio de quartzo com vênulas de carbonato; B) Aspecto mesoscópico de veio de quartzo com vênulas de carbonato e sulfetos associados; C) Vênula de quartzo apresentando feições de subgrão; D) Vênula de quartzo formando microdobra; E) Vênulas de quartzo associadas vênulas carbonato e sulfetos; F) Vênulas de quartzo associadas a sulfetos. As imagens de lâmina estão com nicóis cruzados (Abreviaturas: Qtz-quartzo; Py-pirita).

8.3.2 Sericitização

A sericitização ocorreu durante a deformação das rochas, estando este mineral disposto e orientado ao longo da foliação (Figura 10A), como zonas sericitizadas (Figuras 10B) ou como agregado em zonas de sombra de pressão de pirita (Figura 10C e 10D). A sericitização estabelece em alguns casos uma foliação, que corta cristais de plagioclásio alterados para carbonato, assim como consome a borda destes cristais (Figura 10E). A sericitização ocorre como finos cristais que substituem o plagioclásio (Figura 10F) e se localiza preferencialmente nas rochas vulcânicas do Alvo.

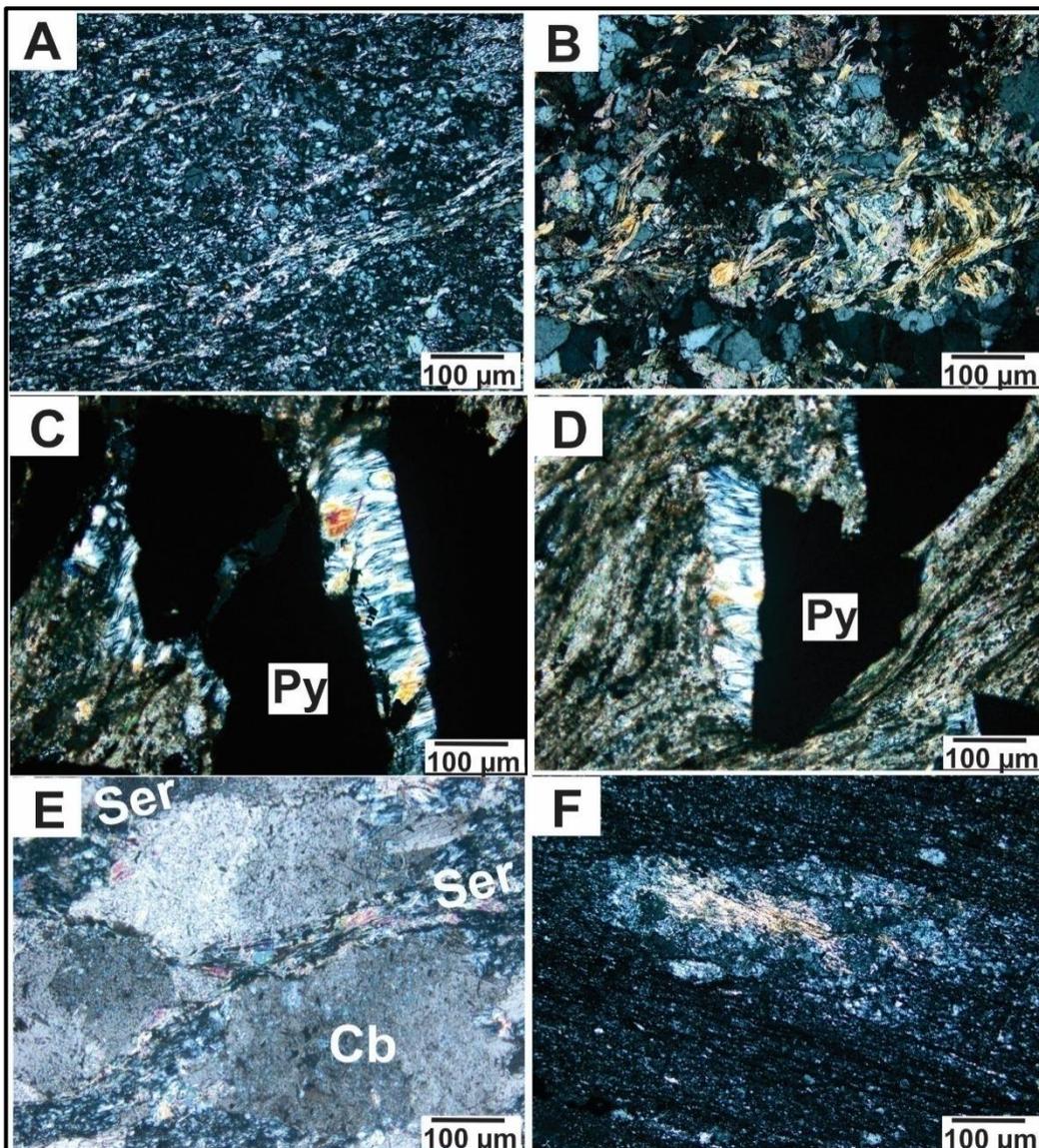


Figura 10 - Alteração sericítica no Alvo Enche Concha com nicóis cruzados. A) Dacito com porções de alteração sericítica estabelecida na foliação; B) Zona sericitizada em dacito; C) e D) Alteração sericítica desenvolvida em zonas de sombra de pressão nos cristais de pirita. Vênula de carbonato parcialmente sericitizada em filito; E) Foliação sericítica cortando cristais de carbonato; F) Cristais de plagioclásio parcialmente sericitizados (Abreviaturas: Py-pirita; Ser-sericita; Cb-carbonato).

8.3.3 Carbonatação

A carbonatação se faz presente em praticamente todos os intervalos investigados, tanto no que diz respeito às rochas menos deformadas (Figura 11A) às mais deformadas (Figura 11B), associadas a cristais de plagioclásio e quartzo recristalizado. É representada essencialmente pela formação de calcita anédrica, de granulação fina a média (0,49 a 0,98 mm). Normalmente substitui o plagioclásio primário formando calcita fina (Figura 11C), mas também ocorre em estágios superiores cortando as rochas (Figura 11D). Esse tipo de alteração se intensifica nas porções de maior cisalhamento, com cristais de plagioclásio amendoados pela deformação (Figuras 11E e 11F).

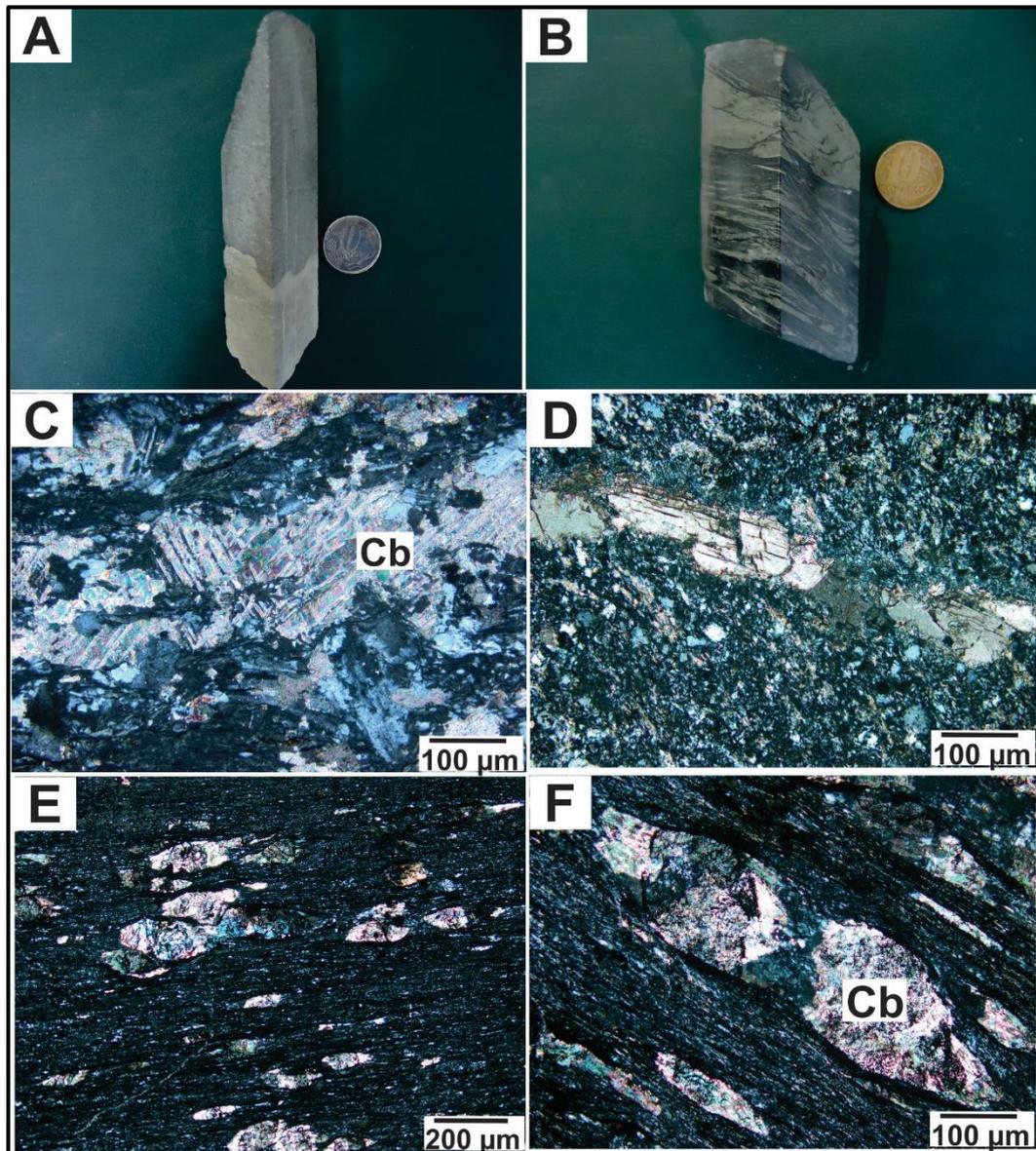


Figura 11 - Alteração Carbonática no Alvo enche Concha. As imagens de lâmina estão com nicóis cruzados. A) Aspectos mesoscópicos de dacito com alteração carbonática parcial. B) Aspecto mesoscópico de filito com porfiroclastos de plagioclásio amendoados, alteradas para carbonato; C) Cristal de plagioclásio alterado para carbonato. Observa-se ainda o maclamento polissintético dos plagioclásios alterados; D) Vênula de carbonato cortando rocha vulcânica ácida; E) Filito com porfiroclastos de plagioclásio alterados para carbonato; F) Detalhe de porfiroclasto de plagioclásio amendoado alterado para carbonato (Abreviatura: Cb-carbonato).

8.3.4 Sulfetação

A sulfetação afeta todos os litotipos presentes no Alvo Enche Concha, porém em maior quantidade nos filitos (Figura 12A) e associada a silicificação (Figura 12B). Esta alteração ocorre nos estágios finais da deformação dúctil (Figura 12C e 12D). O sulfeto mais abundante é a pirita, mas também ocorrem esfalerita e calcopirita associadas a pirita em menor quantidade.

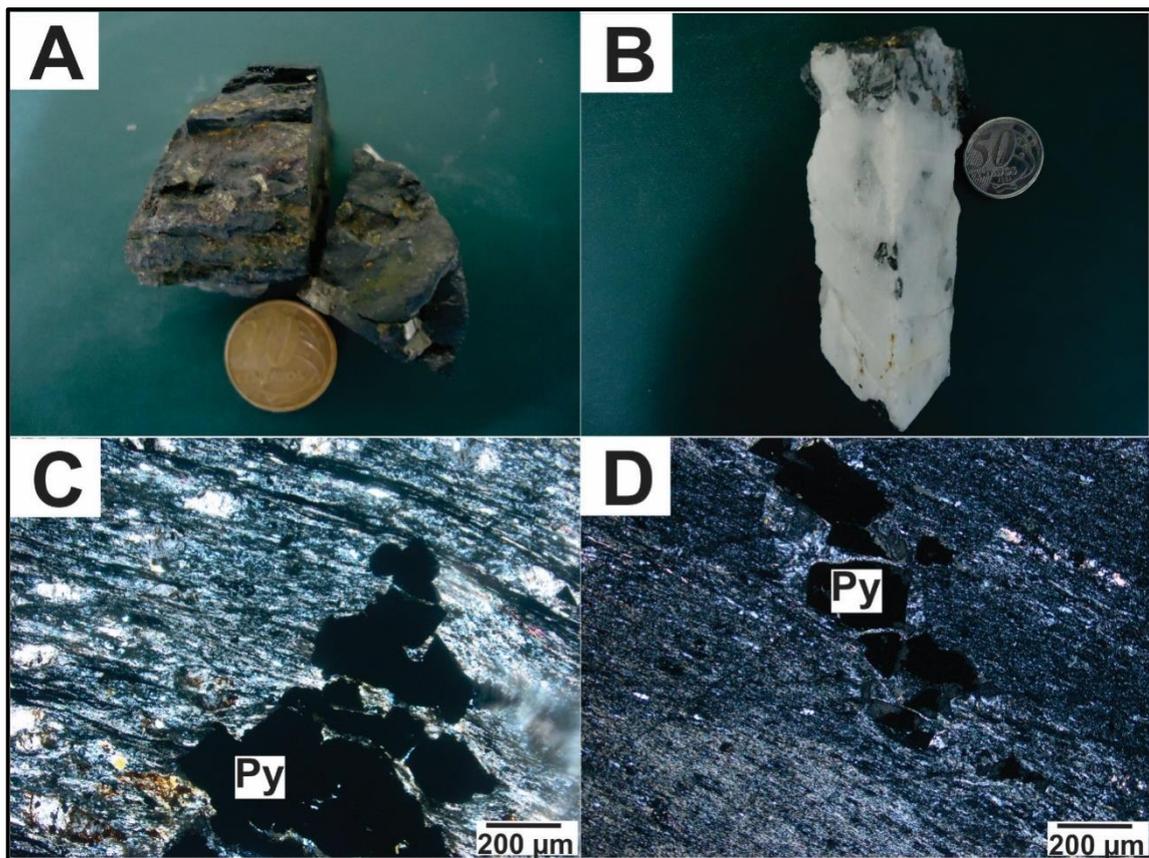


Figura 12 - Sulfetação presente no Alvo Enche Concha. As imagens de lâmina estão com nicóis cruzados. A) Aspectos mesoscópico dos sulfetos associados a filitos. B) Aspectos mesoscópicos de sulfetos associados a veios de quartzo. C) Cristais de pirita associados a filitos em zonas de intensa deformação dúctil. D) Cristais de pirita associados a vênulas de quartzo em filito com forma preservada, pouco afetada pela deformação (Abreviatura: Py-pirita).

Os minerais opacos foram estudados com o auxílio da microscopia eletrônica de varredura a partir da técnica de elétrons retro-espalhados e EDS (Energy Dispersive Spectroscopy). Este estudo ajudou na definição das fases minerais opacas presentes no Alvo, assim como na determinação dos teores de Au presentes na estrutura destes minerais, já que estes estão relacionados com a mineralização.

A partir dos dados de EDS, foi constatado que o ouro ocorre na estrutura principalmente da pirita (Figura 13A e 13C), assim como na esfalerita e calcopirita (Figura 13B) com teores de até 6%, além de que, quanto maior o grau de deformação do cristal (Figura 13D) em alguns casos os teores de ouro se apresentaram maiores do que os cristais preservados.

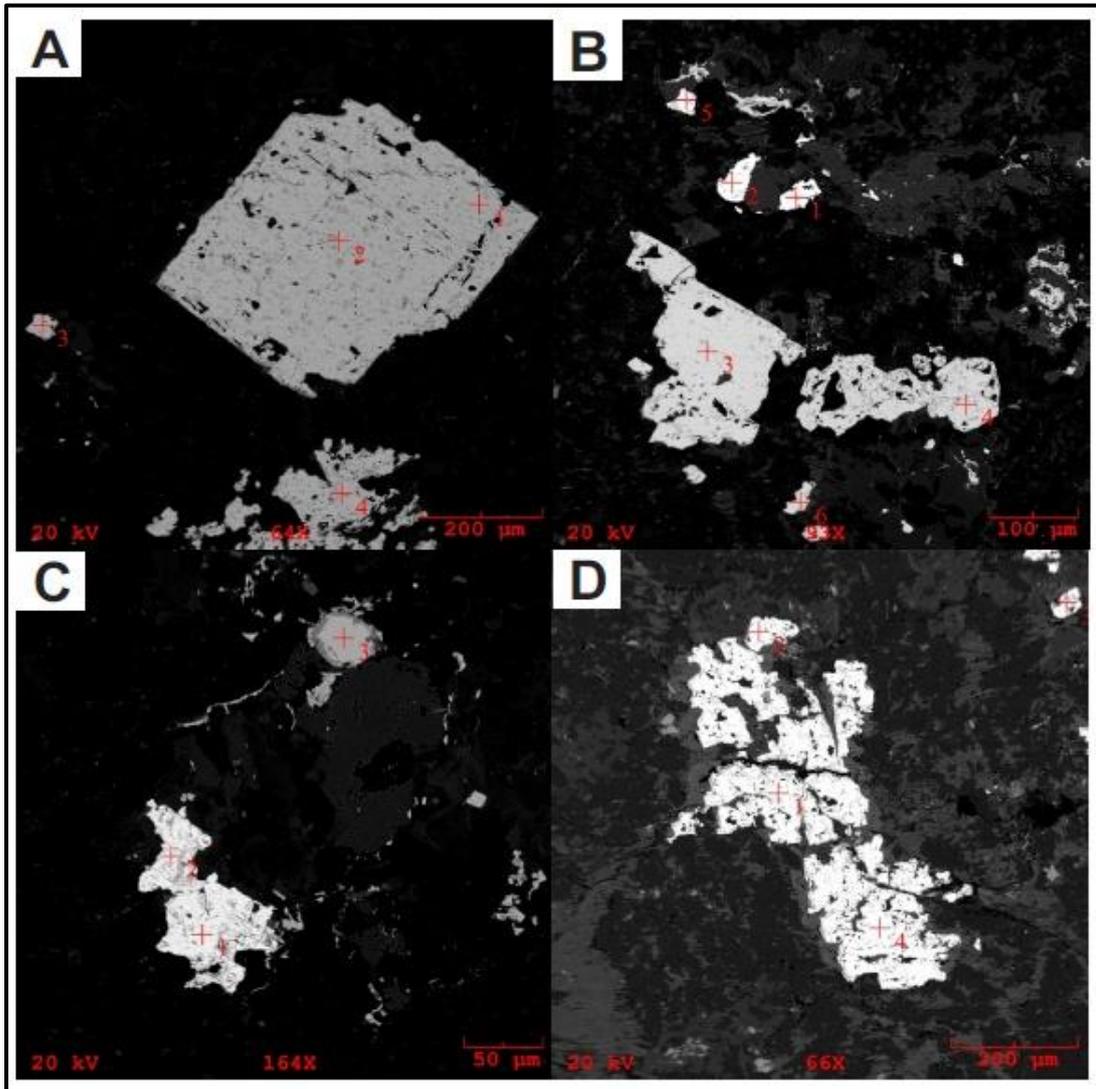


Figura 13 - Imagens de MEV dos sulfetos no alvo Enche Cocha. A) Cristal de pirita anédrico (Ponto 1: 0,944 wt% Au; Ponto 2: 1,573 wt% Au; Ponto 3: 0,866 wt% Au; Ponto 4: 0,839 wt% Au). B) Associação de cristais de pirita, esfalerita e calcopirita (Ponto 1: 3,084 wt% Au; Ponto 2: 1,127 wt% Au; Ponto 3: 1,203 wt% Au; Ponto 4: 1,344 wt%; Ponto 5: 3,317 wt% Au; Ponto 6: 0,858 wt% Au). C) Cristal de pirita subédrico afetado pela deformação (Ponto 1: 6,003 wt% Au; Ponto 2: 5,349 wt% Au; Ponto 3: 1,227 wt% Au). D) Cristal de pirita fraturado acompanhado a foliação (Ponto 1: 0,915 wt% Au; Ponto 2: 1,088 wt% Au; Ponto 3: 1,223 wt% Au; Ponto 4: 0,813 wt% Au).

9 INCLUSÕES FLUIDAS

9.1 TIPOS E DISTRIBUIÇÃO

O estudo das inclusões fluidas foi realizado em cristais de quartzo pertencentes aos furos JB 08 no intervalo de 73,2-73,23 m (Figura 13A) e 75,45-75,55 m (Figura 14B) que contém fases sulfetadas, além do furo JB 04 no intervalo de 238,6 m (Figura 14C) e 261,4-261,5 m (Figura 14 D e 14E), que não apresenta sulfetos. Os cristais de quartzo hospedeiros são anédricos (Figura 14 F), possuem formação de subgrão e apresentam bordas irregulares (Figura 14 G).

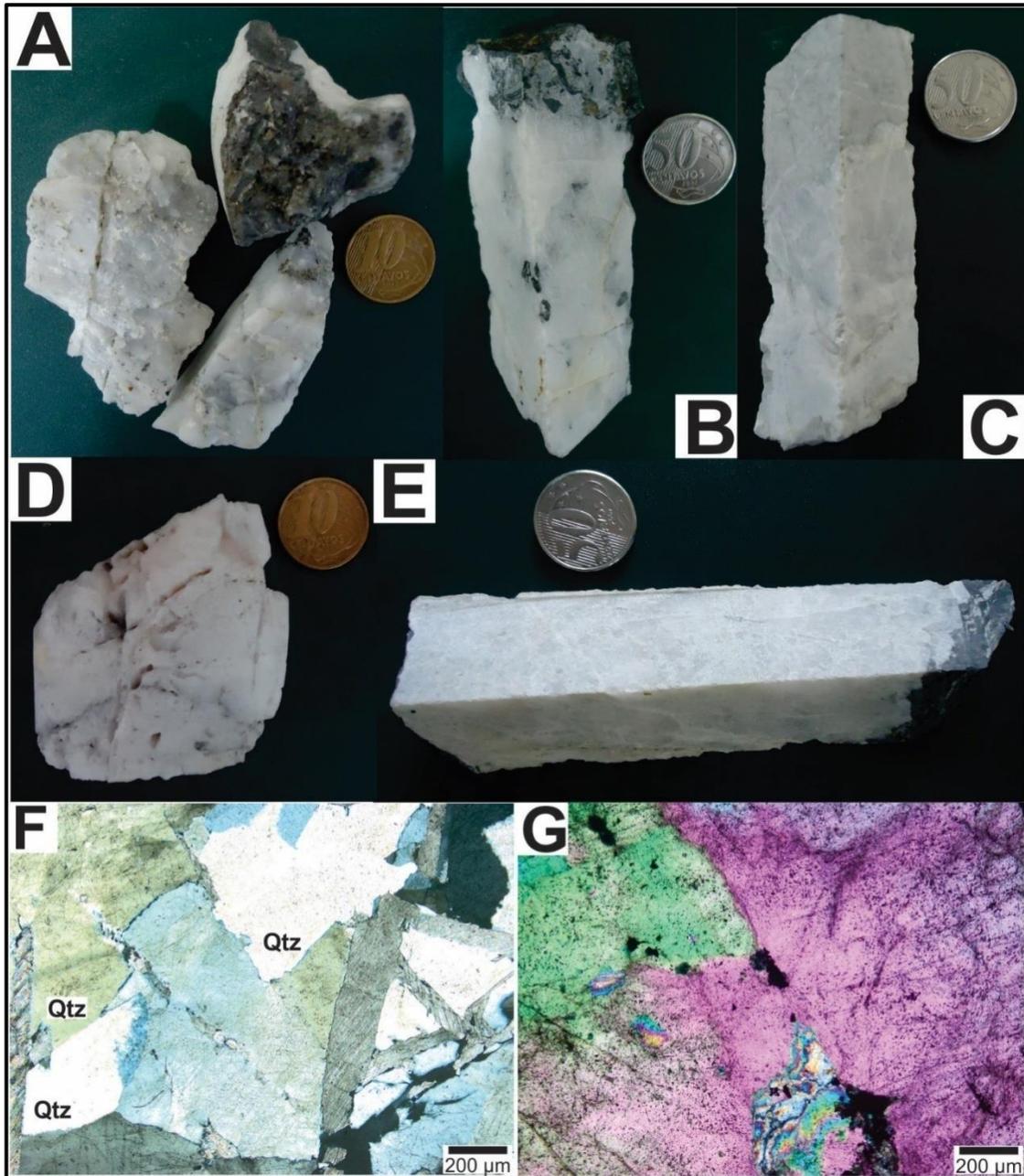


Figura 14 - Aspectos mesoscópicos e microscópicos das amostras de veios e vênulas de quartzo estudadas. A) e B) Cristais de quartzo com porções de rocha encaixante e fases sulfetadas; C) e D) Cristais de quartzo com vênulas de carbonato; E) Cristal de quartzo com porções de rocha encaixante sem fases sulfetadas; F) Cristais de quartzo anédricos em nicóis cruzados; G) Cristais de quartzo com bordas irregulares em nicóis cruzados e polarizador. (Abreviatura: Qtz- quartzo).

No Alvo Enche Concha as inclusões fluidas ocorrem em grupos, isoladas ou em trilhas (Figura 15A). Observações em temperatura ambiente e durante o resfriamento permitiram a definição de dois tipos de sistemas fluidos, sendo eles: aquocarbônicos bifásicos e aquosos bifásicos e monofásicos.

O Tipo 1 é composto por inclusões aquocarbônicas (Figura 15B) que apresentam duas fases, H₂O líquido - CO₂ líquido ou H₂O líquido - CO₂ vapor. São inclusões bem menos

comuns, quando comparadas às inclusões do Tipo 2, e apresentam-se mais comumente isoladas; porém, também podem ser encontradas em grupos e trilhas. Exibem formas arredondadas e elipsoidais, com tamanhos frequentes entre 3 e 5 μm , mas raramente havendo inclusões com tamanhos maiores. A fase carbônica ocupa entre 15% e 30% da cavidade, sendo que feições de vazamento/estrangulamento são muito comuns em inclusões maiores que 5 μm .

O Tipo 2 corresponde às inclusões aquosas bifásicas (Figura 15C e 14D) H_2O líquido - H_2O vapor ou monofásicas H_2O líquido. São as inclusões mais abundantes presentes nas lâminas descritas. Ocorrem como grupamentos, trilhas intragranulares e mais raramente de forma isolada. É comum sua associação com as inclusões aquocarbônicas (Tipo 1) quando estas estão dispostas em grupamentos, indicando contemporaneidade no aprisionamento, neste caso o estabelecimento de relações temporais entre os tipos de inclusões foi inviável. Este tipo de inclusões exibe formas predominantemente arredondadas, subordinadamente poligonais, com tamanhos que variam de 2 a 5 μm em geral.

Quanto ao grau de preenchimento (F), registram-se valores em média de 0,80, com exceções onde o F apresenta valores de 0,70 e 0,60. Em alguns casos é possível observar feições de vazamento/estrangulamento, em geral ocorrem em inclusões com tamanhos maiores que 6 μm , presentes de forma isolada. Inclusões com essas feições foram evitadas durante a microtermometria.

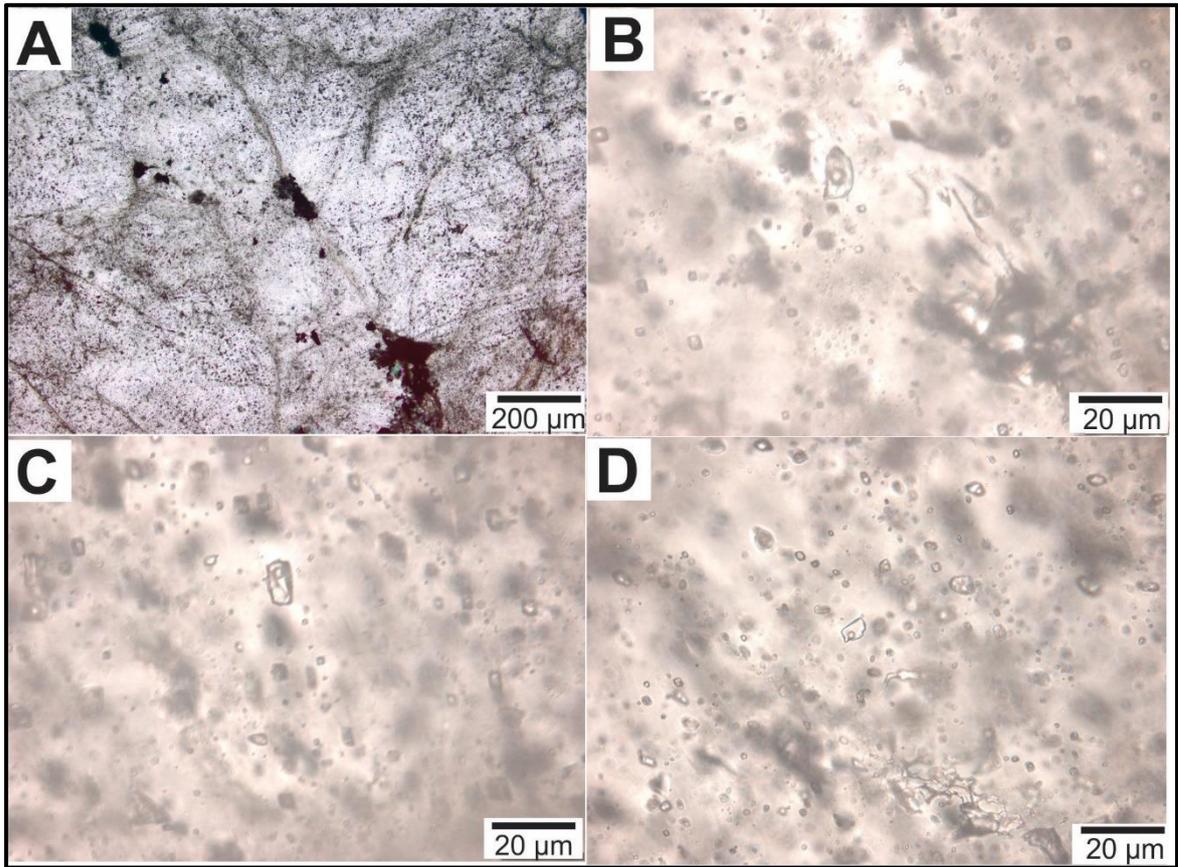


Figura 15 - Aspectos microscópicos das inclusões fluidas no Alvo Enche Concha. A) Cristal de quartzo com a presença de trilhas de inclusões e inclusões menores dispersas representadas por pontos escuros. B) Ocorrência de inclusão fluida do Tipo 1 de forma isolada em coexistência com inclusões do tipo 2 monofásicas; C) Inclusão bifásica do tipo 2 associada a inclusões monofásicas do tipo 2. D) Inclusões do tipo 2 que ocorrem em grupo e em trilhas.

9.2 MICROTERMOMETRIA

Três lâminas foram descritas no alvo Enche Concha, sendo que nas análises foram desconsideradas inclusões com sinais de vazamento ou estrangulamento devido, possivelmente, ao fato de suas medidas refletirem processos pós aprisionamento. As inclusões aquosas monofásicas não reagiram aos ciclos de resfriamento.

As temperaturas de mudanças de fase obtidas no estudo microtermométrico serão referidas a seguir, no texto e figuras, com as seguintes abreviaturas: $T_f\text{CO}_2$: temperatura de fusão do CO_2 ; $T_h\text{CO}_2$: temperatura de homogeneização do CO_2 ; $T_f\text{Clat}$: temperatura de fusão do clatrato; T_{ht} : Temperatura de homogeneização total; T_{fg} : temperatura de fusão do gelo.

As inclusões aquocarbônicas apresentaram $T_f\text{CO}_2$ entre $-56,6$ e $-57,3^\circ\text{C}$ (Figura 16A). A $T_h\text{CO}_2$ nessas mesmas inclusões mostrou valores entre 12 e $25,6^\circ\text{C}$, para a fase líquida em sua maioria, mas também para a fase vapor (Figura 16B). A $T_f\text{Clat}$ forneceu valores entre 6 e $8,4^\circ\text{C}$ (Figura 16C). A T_{ht} nas inclusões tipo 1 apresentou valores entre $251,2$ a $369,9^\circ\text{C}$. Quanto as inclusões do tipo 2, estas apresentaram T_{ht} entre 167 e $342,4^\circ\text{C}$ (Figura 16D) e a homogeneização ocorreu nas inclusões do tipo 1 tanto para a fase líquida quanto para a fase vapor. Já nas inclusões do tipo 2 a homogeneização se deu apenas para a fase líquida. Os resultados das análises nas inclusões do tipo 2 forneceram valores de T_{fg} entre $-0,1$ e $-4,1^\circ\text{C}$ (Figura 16E), com poucos dados observados de temperatura do eutético (T_{eu}), com valores entre $-24,5$ e -20°C .

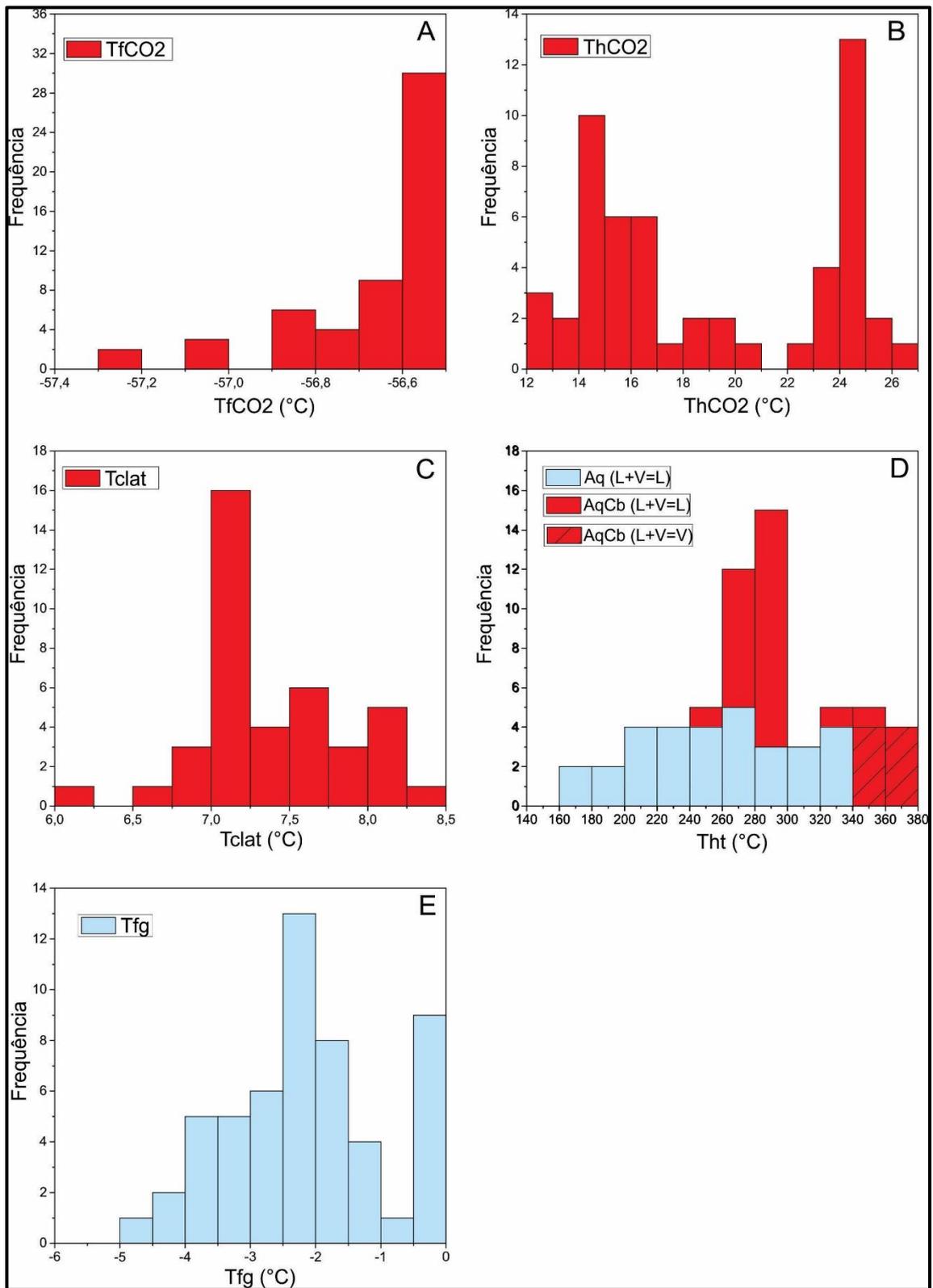


Figura 16 - Histogramas com os resultados das análises microtermométricas das inclusões fluidas do alvo Enche Concha. (A) Temperatura de fusão do CO₂ das inclusões fluidas do Tipo 1. (B) Temperatura homogeneização do CO₂ das inclusões fluidas do Tipo 1. (C) Temperatura de fusão do clatrato das inclusões do Tipo 1. (D) Temperatura de homogeneização total das inclusões do Tipo 1 e Tipo 2 (fornecendo o estado físico para o qual a inclusão se homogeneizou: V: vapor, L: líquido). (E) Temperatura de fusão do gelo das inclusões do tipo 2.

9.3 DENSIDADE E COMPOSIÇÃO

Quanto à densidade e composição, as inclusões fluidas do tipo 1 apresentam densidade global entre 0,7 e 1,0 g/cm³ e densidade do CO₂ entre 0,2 e 1,0 g/cm³. A salinidade com base nas temperaturas de fusão do clatrato em inclusões aquocarbônicas revelou valores entre 4,4 e 5,3% em peso equivalente de NaCl. Os valores de TfCO₂ nas inclusões fluidas do tipo 1 indicam o CO₂ como principal componente volátil na fase carbônica, porém com presença menor de outros voláteis, como N₂ e /ou CH₄, em geral inferiores a 5 moles%; e.g., Van Den Kerkhof e Thiéry (2001).

As inclusões do tipo 2 possuem densidade global de 0,7 a 0,9 g/cm³ (com base nos dados microtermométricos e equação de Brown e Lamb 1986) e salinidade entre 0,18 a 6,3% em peso equivalente de NaCl.

9.4 ORIGEM DAS INCLUSÕES FLUIDAS

Os dados microtermométricos e as características petrográficas das IF indicaram aprisionamento de dois tipos de inclusões, aquocarbônicas e aquosas. As relações entre salinidade e temperatura de homogeneização final, quando os resultados são tomados em conjunto, evidenciam espalhamento dos dados e não são claras com relação a processos. Entretanto, abordando os resultados usando o conceito de assembleia de inclusões fluidas (FIA – Fluid Inclusion Assemblage, Goldstein & Reynolds, 1994; Chi & Lu, 2008) (Figura 18), isto é, grupos de inclusões fluidas espacialmente associadas e aprisionadas num mesmo momento (em geral em grupos ou trilhas), a análise dos dados mostra-se mais consistente. As inclusões aquocarbônicas representam uma população homogênea quanto a salinidade, composição, densidade e forma de ocorrência, revelando coexistência espacial com inclusões fluidas aquosas. Essa pequena variação composicional e de densidade indica que se trata de um único fluido. Entretanto, as inclusões fluidas aquocarbônicas mostraram homogeneização final tanto no estado líquido como no estado gasoso (Figura 17). Essa variação se dá em um mesmo campo microscópico e num mesmo grupamento ou trilha (FIA), assim como entre diferentes amostras. Esses dados podem ser indicativos de imiscibilidade de fluidos (separação de fases). Parte das inclusões fluidas aquosas com Tht elevadas, no mesmo intervalo de Tht e salinidade mostrada pelas inclusões fluidas aquocarbônicas, e que ocorrem em associação espacial com estas, podem representar parte desse fluido heterogêneo que não aprisionou CO₂. A covariância negativa entre os valores de Tht e salinidade observada em FIA (Figura 16) também corrobora essa interpretação.

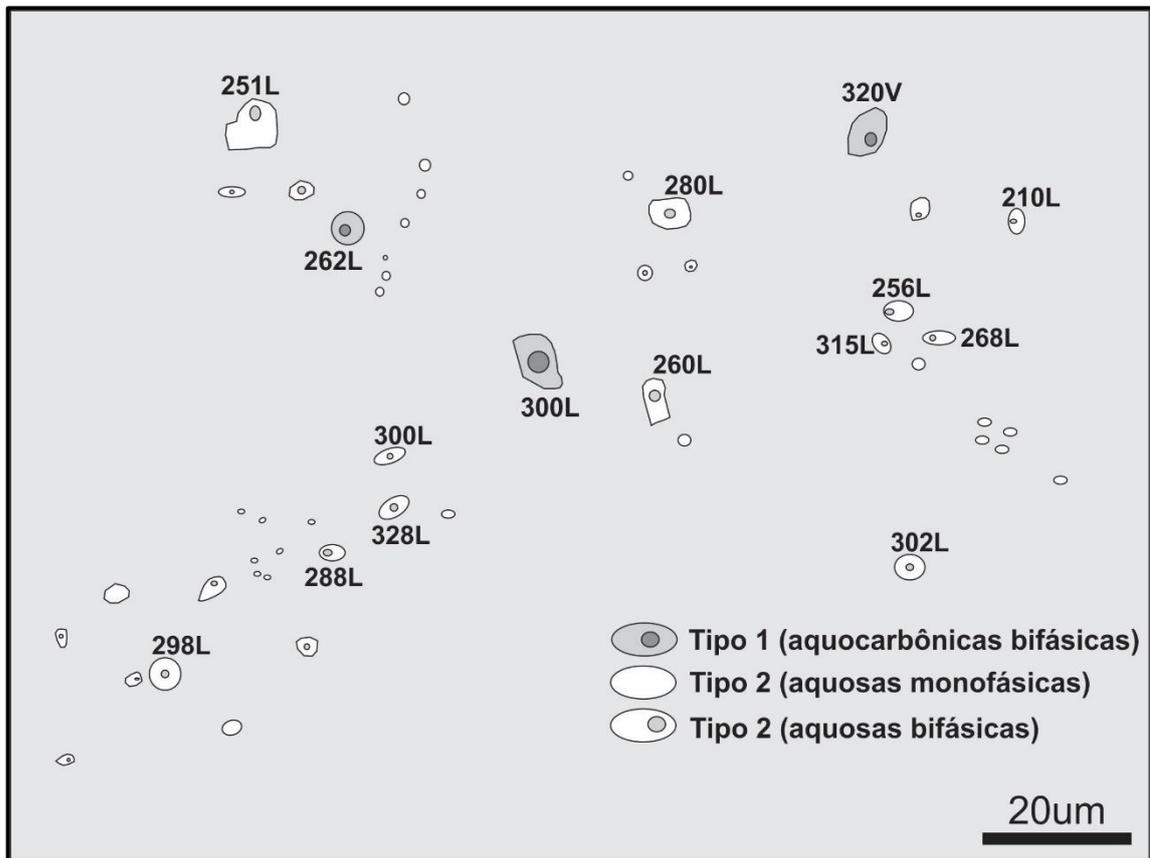


Figura 17 - Desenho feito à mão mostrando a distribuição e a relação textural entre os diferentes tipos de inclusões fluidas presentes no alvo Enche Concha em uma FIA (Amostra JB 08 - 75,45-75,55 m – Fragmento 3). O número próximo as inclusões indica a temperatura de homogeneização final (L para líquido e V para vapor).

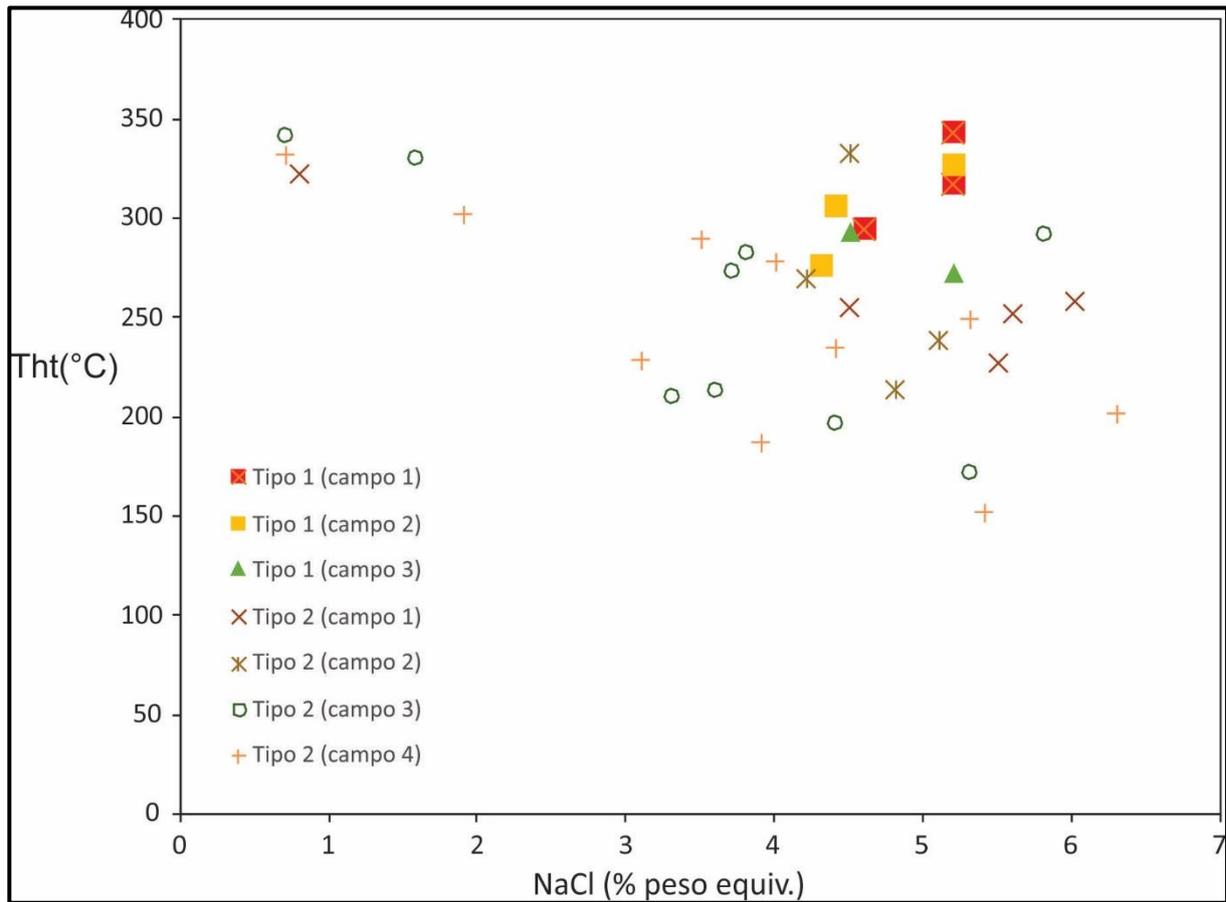


Figura 18 - Diagrama T_{ht} (°C) versus salinidade (% NaCl) das inclusões fluidas dos tipos 1 e 2 do Alvo Enche Concha. Cada símbolo representa individualmente uma FIA (Fluid Inclusion Assemblage, ou seja, inclusões aprisionadas ao mesmo tempo). Os quadrados coloridos representam inclusões do tipo 1; círculos, cruzes, asteriscos e “x” representam conjuntos de inclusões do tipo 2.

10 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A composição isotópica do oxigênio (O) e do carbono (C) foi determinada nos seguintes minerais hidrotermais: quartzo de veios e calcita disseminada, respectivamente, associados ou não a sulfetos. Uma amostra de calcita foi extraída de veio de quartzo. A composição isotópica do hidrogênio foi determinada em fluidos extraídos de inclusões em quartzo. Os resultados analíticos estão dispostos na Tabela 1.

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ no quartzo mostraram variação, de +15,25 a +17,74. A calcita forneceu valores de $\delta^{18}\text{O}$ de +14,32 a +16,24‰ sendo estes dados provenientes de calcita disseminada, sendo que os valores inferiores a -14‰ provém de amostras do furo JB 08. A única amostra retirada de calcita associada a veio apresentou valor de $\delta^{18}\text{O}$ de +14,47‰, sendo as variações mínimas em ambos os casos. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ da calcita apresentaram-se entre -10,57 e -14,08‰ em relação a calcita disseminada. A única amostra retirada de veio apresentou valor de $\delta^{13}\text{C}$ de -9,83‰.

Tabela 1 - Composição dos isótopos de O e C em minerais hidrotermais de veios e zonas de alteração disseminada no Alvo Enche Concha. (Abreviatura: IF – Inclusões Fluidas).

AMOSTRA	MINERAL	ESTÁGIO OU ESTILO DE ALTERAÇÃO	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, SMOW)	$\delta^{13}\text{C}$ (‰, PDB)	δD IF (‰, SMOW)
JB02-74	Quartzo	veio	+17,74		
JB02-100.93	calcita	disseminado	+14,32	-10,57	
JB02-140	calcita	disseminado	+16,13	-11,14	
JB02-149,5	calcita	disseminado	+15,45	-11,40	
JB04-238,6	quartzo	veio	+16,88		
JB04-238,6	calcita	veio	+14,47	-9,83	
JB04-261	quartzo	veio	+16,55		-28
JB08-51	quartzo	veio	+15,99		
JB08-51	calcita	disseminado	+14,77	-14,08	
JB08-73	quartzo	veio	+16,29		
JB08-75	quartzo	veio	+15,25		-25
JB08-96,15	calcita	disseminado	+16,24	-15,12	

11 ISÓTOPOS RADIOGÊNICOS

11.1 ISÓTOPOS DE Sr

Em sistemas fechados, minerais com conteúdo insignificante de Rb, como a calcita, que não incorpora esse elemento em sua estrutura, preservam sua razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ inicial (Mueller et al. 1991). Dessa forma, as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ da calcita hidrotermal pode ser usada como uma aproximação para a composição isotópica do estrôncio em fluidos hidrotermais mineralizadores e na investigação de modificação na composição desse fluido, por exemplo, por interação com rochas regionais e/ou hospedeiras da mineralização (Kontak & Kerrich, 1995; Scanlan et al. 2018). Além disso, mesmo que o carbonato recristalize ou reequilibre em baixa temperatura, os sistemas isotópicos do Sr e do C são suficientemente resistentes para preservar as composições isotópicas originais (Kerrich et al. 1987).

A composição isotópica do Sr foi obtida em seis amostras de calcita, que foram selecionadas a partir das rochas hospedeiras do alvo Enche Concha que apresentaram alteração carbonática elevada como disposto na tabela 2.

As amostras analisadas possuem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que variam entre 0,702699 e 0,705141, sendo estas muito pouco radiogênicas, com erro analítico baixo.

Na figura 20 verifica-se a composição do estrôncio em calcita hidrotermal do alvo Enche Concha em comparação com as composições de outros depósitos de ouro orogênico e de fontes potenciais.

Tabela 2 - Dados de isótopos de estrôncio (Sr) em calcita.

RxHOSPEDEIRA	AMOSTRA	$^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	2s	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2s	$^{84}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}$	2s
Filito	JB02(100.93-101.0)	0,119183	0,000057	0,705141	0,000027	0,006739	0,000006
Filito	JB02(149.5-149.6)	0,117123	0,000052	0,702699	0,000028	0,00674	0,000006
Filito	JB04(165-167.5)	0,118589	0,000225	0,703110	0,000021	0,006746	0,000002
Dacito	JB08(51.00-51.1)	0,117549	0,000077	0,703160	0,000034	0,006753	0,000018
Filito	JB08(56.8-56.85)	0,118769	0,000058	0,703055	0,000028	0,006746	0,000002
Dacito	JB08(96.15-96.23)	0,119411	0,000114	0,705080	0,000025	0,006751	0,000004

12 DISCUSSÕES

12.1 TEMPERATURA DA MINERALIZAÇÃO (CONDIÇÕES DE T-P)

A Estimativa das condições de temperatura e pressão é feita com base nos dados microtermométricos em inclusões fluidas e na termometria isotópica. A composição isotópica do oxigênio no par quartzo-calcita, coexistente em veio (amostra JB04 – 238,6), retornou temperatura de 328°C com base na equação de Sharp e Kirchner (1994). Esse valor é compatível com o intervalo de temperaturas de homogeneização obtidos para inclusões aquocarbônicas (~260-370°), assumidas como relacionadas com a mineralização.

Pressões foram estimadas a partir dos dados de temperatura, salinidade, densidade de CO₂ e isócoras para o sistema CO₂-H₂O-NaCl, usando a equação de Bowers e Helgeson (1983). Esses dados retornam valores de pressão de 1,3 à 1,75 kbars, o que é compatível com o ambiente estrutural da mineralização em Enche Concha.

12.2 COMPOSIÇÃO E FONTE DOS FLUIDOS

A composição dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono em minerais hidrotermais e de isótopos radiogênicos de Sr foi utilizada para avaliação das fontes potenciais dos fluidos hidrotermais e de outros componentes do minério. A composição isotópica dos fluidos hidrotermais (tabela 3) foi calculada a partir da composição isotópica dos minerais depositados por esses fluidos, assumindo equilíbrio na deposição, utilizando equações de fracionamento isotópico mineral-fluido (H₂O) e as estimativas de temperatura que vão de 300° a 280° correspondentes aos principais picos de temperatura de homogeneização das inclusões fluidas tipo 1 e tipo 2 já mencionadas anteriormente. Os resultados são apresentados na tabela 3, juntamente com as equações de fracionamento mineral-H₂O utilizadas no cálculo.

No Alvo Enche Concha, o fluido em equilíbrio com o quartzo mostra valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre +6,80 e +11,86‰. Os valores de δD dos fluidos de inclusões retirados de duas amostras de veios de quartzo (tabela 1) é bastante consistente, situando-se entre -25 e -28‰. Os valores isotópicos medidos e calculados estão plotados no diagrama $\delta^{18}\text{O}$ versus δD (Figura 19), onde há a plotagem da composição isotópica dos fluidos de outros depósitos presentes no Cinturão Gurupi, que permite a discussão da fonte da água dos fluidos hidrotermais, segundo os valores definidos por Shepard (1986). É bastante clara, de acordo com esses parâmetros, uma proveniência metamórfica para os fluidos hidrotermais do Alvo Enche Concha. Mesmo

que eventualmente parte dos fluidos analisados possa provir de inclusões fluidas aquosas, algumas secundárias e de menor temperatura, a assinatura metamórfica ainda está preservada.

Quanto ao $\delta^{13}\text{C}$ do CO_2 em equilíbrio com carbonatos e matéria carbonosa, estes apresentam valores moderadamente negativos entre -9,83 e -15,12‰. Esses valores não são diagnósticos de um reservatório único de carbono. Tais resultados sobrepõem-se aos valores de carbono ígneo, metamórfico, mantélico, ou das médias das fontes crustais.

A presença de matéria carbonosa em sequências sedimentares e vulcanossedimentares hospedeiras de minério aurífero depositadas em ambientes como os descritos ou interpretados para o Cinturão Gurupi é bastante comum (Oberthur et al., 1996; Silva & Xavier, 1997). A composição isotópica do $\delta^{13}\text{C}$ com resultado um pouco inferior a -10‰ também é indicativo de influência do conteúdo orgânico reduzido das rochas encaixantes do Alvo, ricas em matéria orgânica (Klein et al. 2006). Os resultados de isótopos radiogênicos de Sr apresentaram razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que variaram entre 0,702699 e 0,705141 (Figura 20). A calcita hidrotermal apresenta moderada variação nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que são relativamente baixas (pouco radiogênicas), quando comparadas com os valores reportados para outros depósitos de ouro orogênicos hospedados ou não em sequências metamórficas similares à Formação Chega Tudo. As razões são também inferiores às das rochas regionais (Figura 20), indicando que o estrôncio presente nos fluidos é de derivação externa e não deve ter contribuição das rochas regionais. Os valores e variação observados indicam provável fonte profunda para o estrôncio.

Tabela 3 - Composição isotópica do oxigênio do fluido ($\delta^{18}\text{O}$ H₂O, ‰ SMOW) em equilíbrio com minerais hidrotermais, calculado para diferentes temperaturas.

ESTÁGIO OU ESTILO DE ALTERAÇÃO	MINERAL H ₂ O*	330°C	300°C	280°C	260°C
veio	quartzo	+11,86	+10,88	+10,13	+9,29
disseminado	calcita	+9,56	+8,74	+8,12	+7,59
disseminado	calcita	+11,37	+10,55	+9,93	+9,40
disseminado	calcita	+10,69	+9,87	+9,25	+8,72
veio	quartzo	+11,00	+10,02	+9,27	+8,64
veio	calcita	+9,71	+8,89	+8,27	+7,74
veio	quartzo	+10,67	+9,69	+8,94	+8,31
veio	quartzo	+10,68	+9,69	+8,94	+8,10
disseminado	calcita	+10,01	+9,19	+8,57	+8,04
veio	quartzo	+10,41	+9,43	+8,68	+8,05
veio	quartzo	+9,37	+8,39	+7,64	+6,80
disseminado	calcita	+11,48	+10,66	+10,04	+9,51

*Equações de fracionamento isotópico: Quartzo-H₂O (Matsuhisa et al., 1979), Calcita-H₂O (Friedman & O'Neil, 1977).

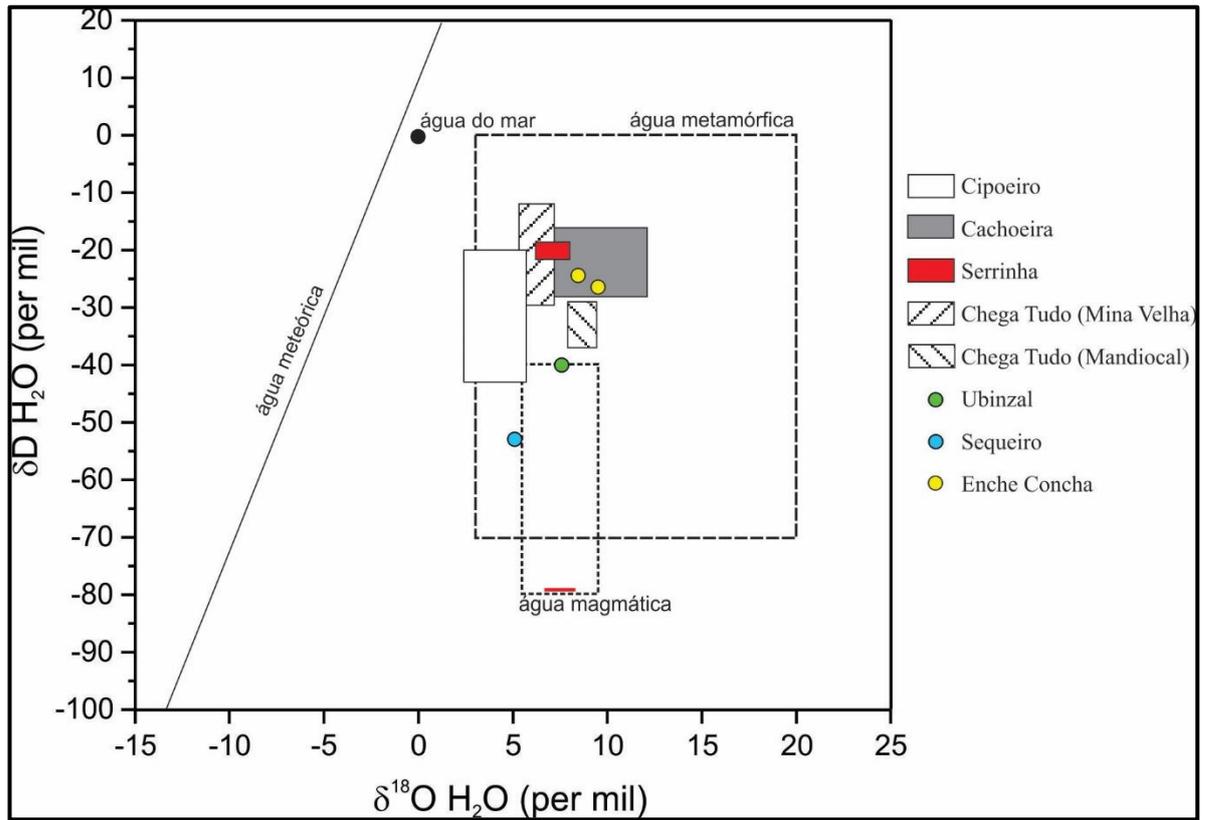


Figura 19 - Composição isotópica do oxigênio e hidrogênio dos fluidos hidrotermais em depósitos e ocorrências do Cinturão Gurupi calculada com dados da literatura e deste estudo. Os campos das águas magmáticas e metamórficas são de Sheppard (1986) e a linha da água meteórica é de Craig (1961). Os dados do Alvo Enche Concha foram plotados recaindo no campo da água metamórfica. Fonte: Adptado de Klein et al. (2017).

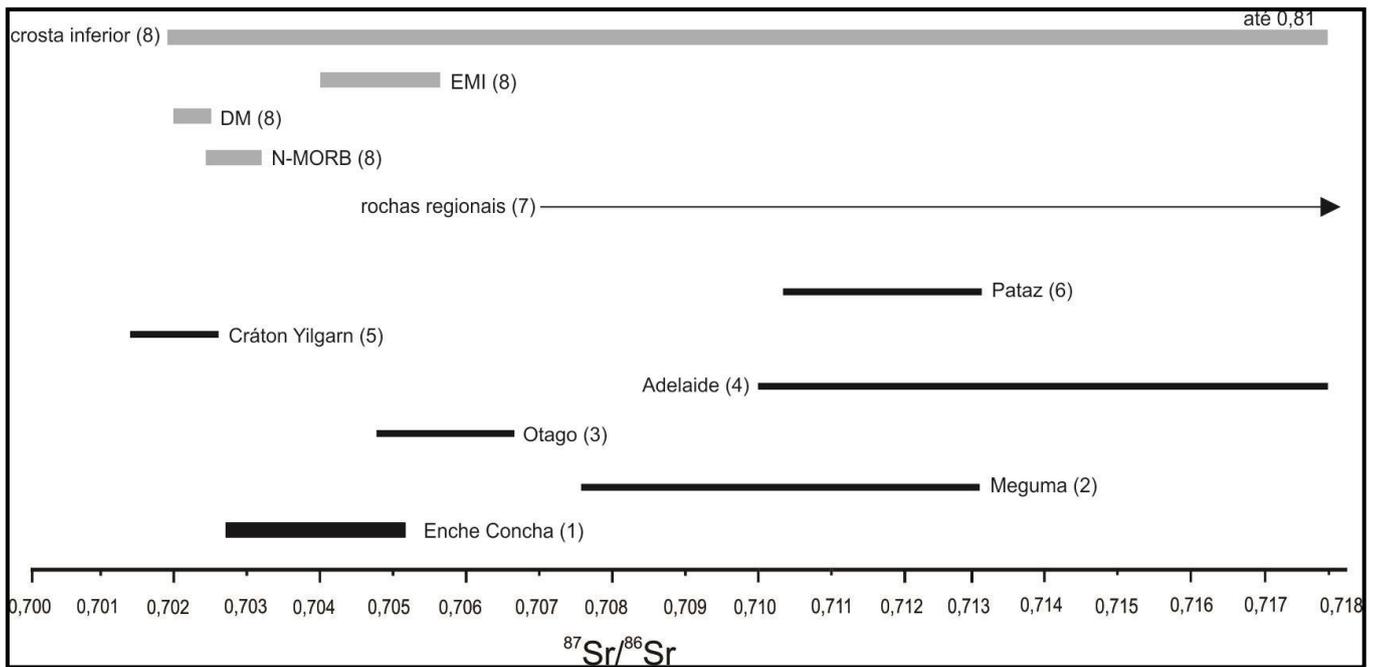


Figura 20 - Composição isotópica do estrôncio em calcita hidrotermal do alvo Enche Concha em comparação com as composições de outros depósitos de ouro orogênico e de fontes potenciais. Fonte: (1) este estudo, (2) Kontak e Kerrich (1995), (3) Scanlan et al. (2018), (4) Griessmann (2011), (5) Mueller et al. (1991), (6) Haeberlin (2002), (7) granitoides e gnaisses do Riachão do fragmento cratônico São Luís e do Cinturão Gurupi, recalculado para a idade de cristalização a partir de dados compilados por Klein e Moura (2003), (8) grandes reservatórios terrestres, compilados por Rollinson (1993). DM - manto empobrecido, EMI - manto enriquecido.

12.3 TRANSPORTE E DEPOSIÇÃO DO OURO

A presença de calcita e sericita e a ausência de feldspato alcalino na associação hidrotermal são evidências que remetem a um pH que varia de neutro a levemente alcalino (Romberger, 1990; Hayashi e Ohmoto, 1991).

As propriedades físico-químicas das inclusões fluidas, como baixa salinidade, e a presença predominante de pirita sem quantidades relevantes de outros minerais de metais base apontam o H_2S , alternativamente HS^- , como a principal espécie de enxofre no fluido mineralizador e o $\text{Au}(\text{HS})^{-2}$ como complexo transportador do Au (Benning e Seward, 1996).

A desestabilização de complexos transportadores e consequente precipitação de metais ocorre em resposta a diversos mecanismos, sendo oxidação, redução e variação de pH os principais. No alvo Enche Concha a sericitização rebaixou o pH e, em conjunto com a atividade do enxofre de ambiente reduzido, pode ter sido responsável pela precipitação dos sulfetos, provavelmente em função da interação fluido-rocha. O ouro ocorre na estrutura da pirita, o que é indicativo da reação fluido-rocha na precipitação do ouro.

A remoção do CO_2 do fluido aprisionado nas inclusões fluidas e a formação de calcita por meio da reação de dissociação: $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$, aumenta o Ph da solução e

favorece a precipitação do íon carbonato como calcita (Rimstidt, 1997). Esse processo também modifica as condições de oxi-redução e possibilita a desestabilização do complexo bissulfatado e a consequente precipitação do ouro.

12.4 CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE

Duas classes de depósitos (ou de sistemas mineralizantes) foram reconhecidas previamente para o Cinturão Gurupi (Klein 2014a; 2014b e suas referências): (i) orogênico e (ii) paleoplacer. Os depósitos orogênicos, largamente dominantes, estão hospedados somente em rochas do Riacciano, principalmente nas rochas metavulcanossedimentares da Formação Chega Tudo, e secundariamente em granitoides da Suíte Intrusiva Tromaí, em gabros da unidade Ubinzal e em rochas metassedimentares da Formação Igarapé de Areia. Não são conhecidos jazimentos associados aos granitoides colisionais de 2100 Ma, aos anfibolitos e às rochas metassedimentares da Formação Santa Luzia do Pará (Klein et al. 2017).

A maioria das mineralizações de ouro do Cinturão Gurupi, se concentra ao longo de estruturas sin-D1, contemporâneas à deformação do Riacciano resultante da fase colisionalpaleoproterozoica do orógeno que formou o fragmento cratônico São Luis e sua porção posteriormente retrabalhada durante o soerguimento do Cinturão Gurupi (Klein et al.2017).

Estudos de inclusões fluidas realizados em depósitos localizados no Cinturão Gurupi, tais como: Montes Áureos (Yamaguti; Villas, 2003), Serrinha (Klein et al. 2006), Chega Tudo (Klein et al. 2008c) e Cachoeira (Klein et al. 2017) mostram que os sistemas hidrotermais nesses depósitos envolveram fluidos aquo-carbônicos (H_2O-CO_2-NaCl), carbônicos (CO_2) e aquosos ($H_2O-NaCl$). Os fluidos portadores de CO_2 são em geral primários, ou pseudosecundários, localmente secundários com relação ao aprisionamento e são interpretados (Klein, 2014a; Klein, 2014b e Klein et al. 2017) como os responsáveis pela mineralização. Os fluidos desprovidos de CO_2 são secundários e tardios em relação aos demais, interpretados como não relacionados à mineralização. A composição desses fluidos é consistente ao longo da província aurífera, mas varia levemente entre os diferentes depósitos. A fração molar de CO_2 varia entre 11 e 33% e a salinidade varia de 1,6 a 5,8% em peso equivalente de NaCl. Metano e N_2 ocorrem em teores subordinados da fase carbônica, enquanto que $MgCl_2$ e/ou $FeCl_2$ são compostos subordinados da fase aquosa (Klein 2014a, 2014b, Klein et al. 2017 e Yamaguti, Villas, 2003).

13 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O alvo Enche Concha é uma fonte potencial aurífera hospedada por estruturas relacionadas à Zona de Cisalhamento Tentugal de cinemática sinistral, formadas sob condições dúcteis e dúcteis/rúpteis e que seccionam a Formação Chega Tudo (2148 ± 1 e 2160 ± 3) (Klein & Lopes 2011). Dados petrográficos, estudos de inclusões fluidas, isótopos estáveis e isótopos radiogênicos permitem que se listem as seguintes observações, inferências e/ou conclusões a respeito do alvo e de sua gênese.

- 1 A alteração hidrotermal ocorre de forma pervasiva e fissural (disseminações e veios respectivamente) no alvo, associada em sua grande maioria à deformação, e gerou uma associação quartzo-sericita-calcita-sulfetos-ouro.
- 2 A assembleia de sulfetos é composta predominantemente por pirita, com quantidades subordinadas de esfalerita e calcopirita. O ouro ocorre principalmente na estrutura da pirita, assim como nos outros sulfetos.
- 3 Foram identificadas inclusões fluidas aquo-carbônicas e aquosas. Os dois tipos ocorrem associados espacialmente, mas não necessariamente em associação temporal, o que é indicado por diferenças nas propriedades microtermométricas.
- 4 As inclusões aquo-carbônicas com variações nas razões CO_2/H_2O , representam provavelmente fluidos imiscíveis. Partes das inclusões aquosas, as de mais alta temperatura podem estar associadas a estes grupos e as de mais baixa temperatura podem estar relacionadas a outro fluido de menor temperatura, como o meteórico por exemplo. Os fluidos imiscíveis com base na composição dos isótopos estáveis e radiogênicos são interpretados como oriundos em parte de metamorfismo (conforme isótopos estáveis) e em partes de fontes profundas da crosta inferior ou manto (conforme indicado pelos isótopos de estrôncio) e não devem ter contribuição das rochas regionais do Cinturão Gurupi.
- 5 Os dados integrados indicam que o alvo Enche Concha, assim como a maioria dos depósitos presentes no Cinturão Gurupi, é de origem orogênica, onde a mineralização aurífera é contemporânea à deformação do riaciana resultante da fase colisional paleoproterozoica do orógeno.

REFERÊNCIAS

- Abreu F. A. M., Villas R. N. N., Hasui Y. 1980. Esboço estratigráfico do pré-cambriano da região do Gurupi; Estados do Pará e Maranhão. In: 31º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú. *Resumos...* Camboriú., v. 2, p. 647-658.
- Almeida F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves B.B. 1976. The Upper Precambrian of South América. **Boletim IG--USP**, São Paulo, v. 7, p. 45-80.
- Bettencourt J. S., Borges W. R., Koritiake M. 1991. The Cachoeira gold deposit, Gurupi Belt, Para, Brazil: geological setting, structure and mineralization - a preliminary report. In: Ladeira E.A. (Ed.). Brazil Gold'91. Rotterdam, Balkema. p. 203–208.
- Bodnar R.J., Lecumberri-Sanchez P., Moncada D. and Steele-Macinnis M. 2014. Fluid Inclusions in Hydrothermal Ore Deposits. In: Holland H.D. and Turekian K.K. (eds.) Treatise on Geochemistry, Second Edition, vol. 13, pp. 119-142. Oxford: Elsevier.
- 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. *Geochim Cosmochim Acta*, 47:1247–1275.
- Brown P.E. & Lamb W.M. 1986. Mixing of H₂O-CO₂ in fluid inclusions. Geobarometry and Archean gold deposits. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 50: 847-852.
- Carozzi A.V., Fralkenhein F. U. H, Carneiro R. G., Esteves F. R., Fronteiras C. J. A. 1975. Análise ambiental e evolução tectônica sinsedimentar da seção siluro-eocarbonífera da Bacia do Maranhão. Rio de Janeiro: Petrobras. 748 p. (*Ciência-Técnica-Petróleo. Secção exploração de Petróleo*, 7).
- Chi G.X., Lu H.Z. 2008. Validation and representation of fluid inclusion microthermometric data using the fluid inclusion assemblage (FIA) concept. *Acta Petrologica Sinica*, 24 (9):1945-1953.
- Collins P.L.F. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, v. 74, p. 143–1444.
- Costa J. L., Almeida H. G. G., Ricci P. S. F. 1996. Metamorfismo e divisão tectono-estratigráfica do Grupo Gurupi no nordeste do Pará e noroeste do Maranhão. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 5., Belém. Boletim de resumos expandidos e Guia de excursões. Belém. *SGB-Núcleo Norte*. p. 110-112.
- Costa J. L.; Ricci P. S. F. 2000. Estratigrafia. In: Costa, J.L. (Org.). Castanhal: folha SA.23-V-C; Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM. 1 CD-ROM. (*Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB*).
- Friedman I. & O'neil, J. R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. U.S. Geology Survey Bulletin, 440 (KK): 1-12.

Grahm Y., Loboziak S., Melo J. H. G. 2005. Integrated miospore-chitinozoan of the Parnaíba Basin and its correlation with Petrobras (Muller, 1962) Silurian- Lower Carboniferous palynozones. Rio de Janeiro: Petrobrás. p. 81-89. (*Ciência-Técnica-Petróleo, publicação*, 20).

Griessmann, M. 2011. Gold mineralization in the Adelaide fold belt. PhD Thesis. The University of Adelaide, 331 p.

Goldstein R.H. & Reynolds T.J. 1994. Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. *Sepm Short Course* **31**:1–199.

Haeberlin Y. 2002. Geological and Structural Setting, Age, and Geochemistry of the Orogenic Gold Deposits at the Pataz Province, Eastern Andean Cordillera, Peru. PhD Thesis, Université de Genève, 182 p.

Hasui Y., Abreu F. A. M., Villas R. N. N. 1984. Província Parnaíba. In: Almeida F. F. M., Hasui, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano no Brasil*. São Paulo: Edgard Blücher. p. 36-45.

Hayashi K.I. & Ohmoto H., 1991. Solubility of gold in NaCl- and H₂S-bearing aqueous solution sat 250-350°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**: 2111-2126.

Kerrick R. 1987. The stable isotope geochemistry of Au-Agve in deposits in metamorphic rocks. In: Kyser, T.K. (Ed.), *Stable isotope geochemistry of low temperature fluids*. Mineralogical Association of Canada, p. 287-336. (Short Course, v. 13).

Kerrick R., Fryer B.J., King R.W., Willmore L.M., Van-Hees E. 1987. Crustal outgassing and LILE enrichment in major lithosphere structures, Archean Abitibi greenstone belt; evidence on the source reservoir from strontium and carbon isotope tracers. *Contrib. Mineral. Petrol.* **97**, 156–168.

Klein E. L. et. al. 2017. Áreas de Relevante Interesse Mineral Cinturão Gurupi Estados do Pará e Maranhão. Brasília, DF. CPRM – Serviço Geológico do Brasil.

Klein E. L. et al. 2012. Diversity of Rhyacian granitoids in the basement of the Neoproterozoic–Early Cambrian Gurupi Belt, northern Brazil: geochemistry, U–Pb zircon geochronology, and Nd isotope constraints on the Paleoproterozoic magmatic and crustal evolution. *Precambrian Research*, v. **220-221**, p. 192–216.

Klein E.L. 2004. Evolução crustal pré-cambriana e aspectos da metalogênese do ouro do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi, NE-Pará/NW-Maranhão, Brasil. Unpublished D.Sc. Thesis. Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 303 pp.

Klein E. L. 2010. Metalogenia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. In: Jost H., Silva M. G., Brito R. S. C. (Eds). *Metalogênese das províncias geológicas do Brasil*. Brasília, DF. CPRM.

Klein E. L. 2014. Ore fluids of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil: a review of the physico-chemical properties, sources, and mechanisms of Au transport and deposition.

Geological Society, London, Special Publications, first published March 19; doi 10.1144/SP402.2

Klein E. L., Larizzatti J. H., Marinho P. A. C., Rosa-Costa L. T., Luzardo R., Faraco, M. T. L. 2008a. Geologia e recursos minerais da Folha Cândido Mendes SA.23-V-D-II, Estado do Maranhão: escala 1:100.000. Belém: CPRM. 150 p. *Programa Geologia do Brasil - PGB*.

Klein E. L., Lopes E. C. S. 2009. Formação Igarapé de Areia: Tarkwa no Cinturão Gurupi? In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2., Gramado, RS. Épocas metalogenéticas brasileiras. Ciclos tectônicos e modelos metalogenéticos. Gramado, RS: UFMG. 1 CD-ROM.

Klein E. L., Lopes, E. C. S. 2011. Geologia e Recursos Minerais da Folha Centro Novo do Maranhão, SA. 23 –Y-B-I. Estados do Maranhão e Pará, escala 1:100.000. *Programa Geologia do Brasil (PGB)*.

Klein E. L.; Lopes E. C. S., Chaves C. L. 2015. Geologia e Recursos Minerais da Folha. Santa Luzia do Pará – SA.23-V-C-VI, Estado do Pará, Escala 1:100.000. Belém: CPRM. 1 CD-ROM. *Programa Geologia do Brasil – PGB*.

Klein E.L., Lopes E.C.S., Rodrigues J.B., Souza-Gaia S. M., Cordani U.G. 2019. Rhyacian and Neoproterozoic magmatic associations of the Gurupi Belt, Brazil. Implications for the understanding of the tectonic evolution, and regional correlations. (em revisão).

Klein E.L., Lopes E.C.S., Tavares F.M., Campos L.D., Souza-Gaia S.M., Neves, M.P., Perrotta M.M. 2017. Áreas de Relevante Interesse Mineral: Cinturão Gurupi. Informe de Recursos Minerais, Série províncias Minerais do Brasil, nº 11, CPRM, Brasília, DF.

Klein E. L., Luzardo R., Moura C. A. V., Armstrong R. 2008b. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic granitoid magmatism: further evidence on the crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. **165**, n. **3/4**, p. 221-242.

Klein E. L., Moura C. A. V. 2001. Age constraints on granitoids and metavolcanic rocks of the São Luis craton and Gurupi belt, northern Brazil: implications for lithostratigraphy and geological evolution. *International Geology Review*, v. **43**, p. 237-253.

Klein E.L., Moura C.A.V. 2003. Síntese geológica e geocronológica do Craton São Luís do Cinturão Gurupi na região do rio Gurupi (NE-Para/NW-Maranhão). *Revista Geologia USP, Série Científica*, **3**, 97–112.

Klein E. L., Moura C. A. V., Harris C. 2006. Stable (O, H, C, S) and radiogenic (Pb) isotopes evidence for the genesis of orogenic gold deposits of the Gurupi Belt, Brazil. In: South American Symposium on Isotope Geology, 5., Punta del Este. Short Papers. p. 500-503.

Klein E. L., Moura C. A. V., Krymsky R. S., Griffin W. L. 2005a. The Gurupi Belt in northern Brazil: lithostratigraphy, geochronology, and geodynamic evolution. *Precambrian Research*, v. **141**, n. **3-4**, p. 83-105.

Klein E. L., Moura C. A. V., Pinheiro B. L. S. 2005b. Paleoproterozoic crustal evolution of the São Luís Craton, Brazil: evidence from zircon geochronology and Sm-Nd isotopes. *Gondwana Research*, v. **8**, n. **2**, p. 177- 186.

- Klein E. L., Palheta E. M. S., Pinheiro B. L. S., Moura C. A. V., Abreu F. A. M. 2005c. Sistematização da litoestratigrafia do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi. *Revista Brasileira de Geociências*, v. **35**, n. **3**, p. 415-418.
- Klein E. L., Ribeiro J. W. A., Harris C., Moura C. A. V., Giret A. 2008c. Geology and fluid characteristics of the Mina Velha and Mandiocal ore bodies and implications for the genesis of the orogenic Chega Tudo gold deposit, Gurupi Belt, Brazil. *Economic Geology*, v. **103**, p. 957-980.
- Knudsen C. et al. 2015. Composition of ilmenite and provenance of zircon in northern Brazil. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, v. **33**, p.81-84.
- Kontak D., Kerrich R. 1995. Geological and geochemical studies of a metaturbidite-hosted lode gold deposit: the Beaver Dam deposit Nova Scotia: II. isotopic studies. *Economic Geology*, **90**, 885-901.
- Lopes E. L. et al. 2016. U-Pb (LA-ICP-MS) of detrital zircon and whole rock Nd and geochemical constraints on the provenance, depositional age and tectonic setting of the metasedimentary Piriá Basin, northern Brazil: implications for the evolution of the Gurupi Belt. *Brazilian Journal of Geology*, v. **46**, p. 123-144.
- Lowell G. R. 1985. Petrology of the Bragança batholith, São Luís Craton, Brazil. In: Augustithus, S. S. (Ed.). *The crust: significance of granites-gneisses in the lithosphere*. Athens: *Theophrastus Publications*. p. 13-34.
- Martinelli L. A., Ometto J.P.H.B., Ferraz E.S., Victoria R.L., Camargo P.B., Moreira M.Z. 2009. Desvendando questões ambientais com isótopos estáveis. 144 p.
- Matsuhisa Y., Goldschmit J.R., Clayton R.N. 1979. Oxygen isotope fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**: 1131-1140.
- Mc Cuaig, T.C. & Kerrich, R. 1998. P-T-t-deformation-fluid characteristics of lode gold deposits: evidence from alteration systematics. *Ore Geology Reviews*, **12**, 381-453.
- Mueller A.G., De Laeter, J.R., Groves D.I. 1991. Strontium isotope systematics of hydrothermal minerals from epigenetic Archean gold deposits in the Yilgarn Block, Western Australia. *Economic Geology*, **86**, 780-809.
- Nakai-Lajoie P., Clow G. G. 2011. Technical report on the Cachoeira Project, Pará State, Brazil. Vancouver: Scott Wilson Roscoe Postle Associates Inc.
- Oberthür T., Schmidt-Mumm A., Vetter U., Simon K., Amanor J.A. 1996. Gold mineralization in the Ashanti Belt of Ghana: genetic constraints of the stable isotope geochemistry. *Economic Geology*, **91**: 289-301.
- Palheta E. S. M. 2001. Evolução geológica da região nordeste do Estado do Pará com base em estudos estruturais e isotópicos de granitóides. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém.

Palheta E. S., Abreu F. A. M., Moura C. A. V. 2009. Granitóides proterozoicos como marcadores da evolução geotectônica da região nordeste do Pará – Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, n. **39**, p. 647-657.

Pastana J. M. N. 1995. (Org.). Turiacu: folha SA.23-V-D, Pinheiro SA.23-Y-B, Estados do Pará e Maranhão, escala 1:250.000. Brasília, DF. CPRM. 205 p., il. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB*.

Ribeiro 2002. Arcabouço Estrutural da região de Chega-Tudo e Cedral, Nordeste do Maranhão, com bases em Sensores Geofísicos. Dissertação de Mestrado.

Rimstidt J. D. 1997. Quartz solubility at low temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **61**: 2553-2558.

Rollinson H. R., 1993. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Londres: Longman Scientific & Technical, 352 p.

Romberger S. B. 1990. Geochemistry of epithermal precious metal deposits. Gold '90, Proceedings of the Gold '90 Symposium, 181-188. Littleton, Colorado, Estados Unidos.

Rossetti D. F. 2006. Evolução sedimentar miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP: Série Científica*, v. **6**, n. **2**, p. 7-18.

Santos M. E. C. M., Carvalho M. S. S. 2009. Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís: reconstituições paleobiológicas. 2 ed. Rio de Janeiro: CPRM. 215 p.

Scanlan E.J., Scott J.M., Wilson V.J., Stirling C.H., Reid M.R., Le Roux P.J. 2018. In Situ $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of scheelite and calcite reveals proximal and distal fluid-rock interaction during orogenic W-Au mineralization, Otago Schist, New Zealand. *Economic Geology*, **113**, 1571-1586.

Sharp Z. D., Kirschner D. L. 1994. Quartz–calcite oxygen isotope thermometry: A calibration based on natural isotopic variations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **58**. 4491-4501.

Sheppard S.M.F. 1986. Characterization and isotopic variations in natural waters. In: Valley J.W., Taylor Jr H.P., O'Neil J.R. (Eds.), *Stable Isotopes in High Temperature Geological Processes*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy* **16**, 165-184.

Silva G.L.P. & Xavier R.P. 1997. The gold-carbonaceous matter association in lode deposits of the Rio Itapicuru Greenstone Belt, northeastern Brazil. *International Geology Review*, **39**: 688-702.

Silva M.G. & Abram M.B. 2008. *Projeto metalogenia da Província Aurífera Juruena-Teles Pires, Mato Grosso*. Goiânia, Serviço Geológico Brasileiro, CPRM, 212p.

Torresini C. 2000. The Gurupi gold deposits (Cipoeiro and Chega Tudo), Gurupi Belt, Pará, Brazil; geology and mineralization. *International Gold Symposium, 4th*. Lima, Peru, *Anal. Sociedade Peruana de Geologia*. 1 CD-ROM.

Van der Kerkhof, A. Thiéry, R., 2001. Carbonic inclusions. *Lithos* **55**, 49–68.

Yamaguti H. S.; Villas R. N. N. 2003. Estudo microtermométrico dos fluidos hidrotermais relacionados com a mineralização aurífera de Montes Áureos, NW do Maranhão. Revista Brasileira de Geociências, v. **33**, p. 21-32.