



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

**CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO GRANITO DO CARMO,
DEPÓSITO SERRA ALTA, MUNICÍPIO DE MONTE DO CARMO (TO)**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO N° 375

JÉSSICA GOMES DE ALMEIDA MAIA

BRASÍLIA – DF

2016



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

CARACTERIZAÇÃO DA MINERALIZAÇÃO AURÍFERA NO GRANITO DO CARMO, DEPÓSITO SERRA ALTA, MUNICÍPIO DE MONTE DO CARMO (TO)

JÉSSICA GOMES DE ALMEIDA MAIA

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, como requisito para obtenção do título de Mestre em Geociências, área de concentração Geologia Econômica e Prospecção Mineral.

Orientador

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza

Coorientador

Prof. Dr. Claudinei Gouveia de Oliveira

Banca Examinadora

Prof. Dr. Valmir da Silva Souza (IG-UnB)

Prof. Dr. Nilson Francisquini Botelho (IG-UnB)

Dr. Evandro Luiz Klein (CPRM)

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus por ter me proporcionado essa oportunidade de crescimento profissional e espiritual, e por ter me dado força e fé nas horas mais precisas. Agradeço à minha mãe, Terezinha E. Gomes, por todo investimento na minha educação, apoio e colos/conversas confortantes e ao meu pai, Geovande Maia (*in memoriam*), por ter sido um dos maiores responsáveis pela pessoa que me tornei e por ter me iluminando a cada caminho e pensamento. À minha irmã, Geovanna Maia, por me compreender em todos os meus estados de espírito e à minha tia, Zélia Maia, por ter me acolhido tão bem em sua casa.

Gostaria de agradecer a todas pessoas e instituições que me ajudaram direta e indiretamente na realização desta pesquisa:

Ao Programa de Pós-Graduação em Geologia do Instituto de Geociências da UnB, pela oportunidade de adquirir o título de mestre. Ao CNPq e à CAPES pelo incentivo financeiro para o desenvolvimento desta pesquisa. A Universidade de Brasília por ter me educado profissionalmente e por ter sido minha (segunda quase primeira) casa por 7 anos. Aos laboratórios de Microscopia, Geocronologia, Geoquímica, Espectroscopia Raman e Inclusões Fluidas, os quais tive espaço para poder desenvolver essa pesquisa

A empresa Monte Sinai Mineração Ltda. e aos donos e geólogos Jad Neto e Oscar Carvalho, por concordar com a realização do estudo no depósito e por ter apoiado logisticamente e tecnicamente durante a realização do trabalho de campo.

Ao meu professor e orientador Valmir da Silva Souza, por ter me acalmado a cada entrada em sua sala com nervos à flor da pele, pela confiança e por ter me orientado com tanta dedicação, calma e paciência. Ao meu coorientador, professor Claudinei Oliveira pelo animo, confiança e apoio na pesquisa. Aos docentes que ajudaram a me tornar uma geóloga melhor e mais madura, e aos que participaram direta ou indiretamente na realização desse projeto, em especial aos professores Elton, Jeremie e Márcia. Ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) por ter cedido e autorizado a utilização do Laboratório de Inclusões Fluidas para a realização das análises e às geólogas/pesquisadoras Stella Bijo e Joseneusa Rodrigues, por terem me acolhido tão bem e por todas as palavras de força e de não desistência durante as análises.

E por fim, agradeço ao meu amigo e colega de mestrado, Rafael Stremel, por todo apoio diário imensurável, pelo companheirismo, pelas conversas geológicas e pessoais e pelos nossos dias intermináveis de trabalho. Ao amigo geólogo, Roberto Siqueira, pelas longas conversas confortantes na reta final e cheias de luz, pelos desabafos e auxílios prestados. À minha amiga/geóloga Lorena Meireles, aos meus colegas de sala e amigos geológicos, por todo apoio, troca de conhecimentos e momentos de descontração e felicidade: Leonardo Santana, Marco Caçador, Giuliano Brito, Caio César Aguiar, Mara Letícia, Ciro Costa, Álvaro Xavier, Pedro Piauilino, Rodrigo Barreto, Osvaldo Nunes e Gabriel Franco. Serei sempre muito grata a todos vocês que irradiaram energias positivas e tornaram esse meu caminho mais tranquilo e incrível.

Meu sincero: **MUITO OBRIGADA!**

*“Look deep into nature, and then you will
understand everything better”.*

Albert Einstein

RESUMO

O depósito de ouro Serra Alta é do tipo *intrusion related* associado ao Granito do Carmo, o qual é a fase mais evoluída e fracionada de um magmatismo sienogranítico do tipo I, alcalino-cálcico a calcialcalino de alto potássio, peraluminoso e com moderado fracionamento entre os ETR leves e pesados. Apresenta assinatura geoquímica de ambiente geotectônico do tipo cordilheira, produto da colisão entre placas oceânica e continental. A idade de cristalização U-Pb é de 2083 ± 21 Ma, com valores T_{DM} entre 2,05-2,15 Ma e ϵNd (2,083) positivo, pertencente a Suíte Intrusiva Ipueiras, dentro no contexto da Faixa Araguaia, Província Tocantins. A mineralização é do tipo *lode*, formada por dois sistemas de veios e vênulas que se inter cruzam em dois *trends* principais, NE-SW e NW-SE, desenvolvidos na cúpula do granito e associado a zonas de alteração hidrotermal dos tipos propílica, sulfetada e silicificação, que eventualmente se sobrepõem. O ouro ocorre livre nos sistemas de veios e vênulas quartzosas e/ou associado a paragénese mineral sulfetada (pirita, galena, esfalerita, calcopirita \pm covelita). São ainda identificadas sucessivas fases de reaberturas e preenchimento de cavidades de dilatação nos sistemas de veios e vênulas, indicando um processo efetivo e prolongado da circulação convectiva dos fluidos hidrotermais. Estudos de inclusões fluidas em veios de quartzo mineralizados identificaram a existência de três tipos de fluidos: aquoso ($H_2O - NaCl \pm KCl, NaHCO_3$), aquocarbônico ($H_2O - NaCl - CO_2$) e carbônico (CO_2). O sistema aquoso apresenta salinidade de 0,35-10,23% em peso de NaCl equivalente, densidade de 0,59-0,91 g/cm⁻³, temperatura e pressão mínima de aprisionamento de 201°-381°C e 0,024-0,189 kbar, respectivamente. Por outro lado, os sistemas aquocarbônico e carbônico possuem salinidade entre 1,02-10,1% em peso de NaCl equivalente, densidade de 0,36-0,71 g/cm⁻³, temperatura e pressão mínima de aprisionamento de 194°-382°C e 0,83-3,05 kbar, respectivamente. Essas diferentes características nos sistemas fluidos sugerem que o processo hidrotermal tardi a pós-magmático do depósito de ouro Serra Alta, envolveu a interação de distintos sistemas de fluidos (hidrotermais de derivação magmáticas vs meteóricos) durante a ascensão fluidal sob condições epi a mesozonais. A tensão fluidal favoreceu a geração de sistemas distensivos de fraturas sobre a cúpula granítica, facilitando a percolação de fluidos e ao abaixamento de temperatura pela decompressão, modificando as condições físico-químicas no sistema hidrotermal e proporcionando a precipitação dos metais em armadilhas estruturais.

Palavras-chaves: Depósito de ouro Serra Alta, Granito do Carmo, Suíte Intrusiva Ipueiras, Província Tocantins, Paleoproterozoico, magmatismo do tipo I, inclusões fluidas,

ABSTRACT

The Serra Alta gold deposit is intrusion related type associated to the Carmo Granite, which is the more evolved and fractionated phase of a type I sienogranitic magmatism. It is present alkaline-calcium to high potassium calci-alkaline and peraluminous geochemical characteristics, as well as moderate fractionation between ETRL and ETRH. It presents yet cordillera type geotectonic environment geochemical signature most likely to oceanic-continental plate collision. The crystallization age U-Pb is 2083 ± 21 Ma, with TDM values between 2.05-2.15 Ma and ϵ_{Nd} (2.083) positive, belonging to the Intrusive Suite Ipueiras, within the context of the Araguaia Belt, Tocantins Province. The gold mineralization is lode type, formed by two veins-veinlets systems on the NE-SW and NW-SE intersect trends, developed in the apex-zone of granitic intrusion and associated to hydrothermal alteration zones (propilic, sulfation and silicification types) that eventually overlap. In the veins-veinlets system the gold occur as free nugget or associated to sulphide-mineral assemblage (pyrite, galena, sphalerite, chalcopyrite \pm covelite). Often dilatation/opening and deposition of the minerals events in the fissure systems are observed, indicative to an effective and prolonged process of convective circulation of hydrothermal fluids. Fluid inclusions studies in quartz veins identified the existence of three types of fluids: aqueous ($H_2O - NaCl \pm KCl, NaHCO_3$), aquocarbonic ($H_2O - NaCl - CO_2$) and carbonic (CO_2). The aqueous system presents from 0.35 to 10.23 wt.% NaCl equiv., density between $0.59-0.91 \text{ g/cm}^3$, temperature and pressure entrapment of $201^\circ-381^\circ \text{ C}$ and $0.024-0.189 \text{ kbar}$, respectively. On the other hand, the aquocarbonic and carbonic systems have salinity between 1.02-10.1% wt.% NaCl equiv., density of $0.36-0.71 \text{ g/cm}^3$, temperature and minimum entrapment pressure of $194^\circ-382^\circ \text{ C}$ and $0.83-3.05 \text{ kbar}$, respectively. These characteristics different in the fluid systems suggest that the late- to post-magmatic hydrothermal phases in the Serra Alta gold deposit, involved the interaction between different fluid systems (*e.g.* hydrothermal from magmatic derivation vs. meteoric) during the fluidal rising under epi- to mesozone conditions. The fluidal tension led to dilatation fractures generation over apex-zone of granitic intrusion, facilitating fluid percolation and temperature lowering by decompression, modifying the physico-chemical conditions in the hydrothermal system and providing the precipitation of metals in structural traps.

Keywords: Serra Alta gold deposit, Carmo Granite, Ipueiras Intrusive Suite, Tocantins Province, Paleoproterozoic, I-type magmatism, fluid inclusions.

Índice de Figuras

Capítulo 01

- Figura 1.1** – Imagem de localização do Depósito Serra Alta no Município de Monte do Carmo - TO..2
- Figura 1.2** - Domínios Tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins.7
- Figura 1.3** - Mapa geológico da região de Monte do Carmo – TO.9

Capítulo 02

- Figura 2.1** – Mapa geológico cedido pela empresa Monte Sinai Mineração Ltda. para a região de Monte do Carmo – TO.13
- Figura 2.2** - Fotografias da frente de lavra do Projeto Serra Alta e de amostra representativa do Granito do Carmo14
- Figura 2.3** - Diagrama QAP exibindo a composição modal das amostras analisadas.15
- Figura 2.4** - Fotomicrografias do granito do Carmo16
- Figura 2.5** - Diagramas ternários An-Ab-Or para nomenclatura dos feldspatos a partir da composição química.17
- Figura 2.6** - Diagramas de classificação química de micas.18
- Figura 2.7** - Diagramas de análises de química mineral para muscovita18
- Figura 2.8** - Diagrama de classificação química de rochas plutônicas.....21
- Figura 2.9** - Características geoquímicas da rocha granítica hospedeira do Depósito Serra Alta.....22
- Figura 2.10** - Distribuição de padrão multi-elementar e de ETRs.23
- Figura 2.11** - Diagramas discriminantes aplicados para as amostras analisadas.23
- Figura 2.12** - Diagrama de correlação entre SiO_2 versus $FeO/(FeO+MgO)$ 24
- Figura 2.13** - Diagramas de correlação para diferenciação de granitos.....25
- Figura 2.14** - Diagrama de correlação de Sylvester (1989) e Watson & Harrison (1983, 1984).26
- Figura 2.15** - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos.....26
- Figura 2.16** - Padrão multi-elementar de análises.27

Capítulo 03

- Figura 3.1** - Diagrama da Concórdia para análises da amostra JMSA-SAP.....30
- Figura 3.2** - Evolução isotópica Sm-Nd34

Capítulo 04

Figura 4.1 –Fotografias de amostras representativas da alteração propilítica.....	38
Figura 4.2 – Fotomicrografias da alteração propilítica.....	39
Figura 4.3 - Diagrama discriminante de cloritas.....	40
Figura 4.4 - Fotografias de amostras representativas da sulfetação.	42
Figura 4.5 - Fotomicrografias mostrando a relação dos associação sulfetada-aurífera que compõe o minério do Depósito Serra Alta	43
Figura 4.6 - Fotografias de veios de quartzo presentes no Depósito Serra Alta	45
Figura 4.7 - Relação entre a composição química de grãos de ouro.....	45
Figura 4.8 - Fotografia da porção de cúpula, mapa interno da empresa Monte Sinai Mineração Ltda., para o Bloco Sul, e fotografias mostrando a relação dos sistemas de veios.....	36
Figura 4.9 - Desenho esquemático da distribuição microscópica das Inclusões Fluidas	48
Figura 4.10 - Fotomicrografia das inclusões fluidas.	49
Figura 4.11 - Histogramas com frequência de medidas microtermométricas obtidas.....	53
Figura 4.12 - Histogramas com frequência de medidas microtermométricas das inclusões aquocarbônicas e cabônicas	55
Figura 1.1 - Diagrama de correlação binário de temperatura de homogeneização <i>versus</i> salinidade.....	56
Figura 4.14 –Microespectroscopia Raman.	57

Capítulo 05

Figura 5.1 – Desenho esquemático do modelo hipotético de formação do depósito de ouro Serra Alta	61
---	----

Índice de Tabelas

Capítulo 02

Tabela 2.1 -Resultados de análises litoquímicas das amostras pertencentes ao Granito do Carmo, hospedeiro do Depósito Serra Alta.....	19
--	----

Capítulo 03

Tabela 3.1 - Dados isotópicos disponíveis para o Granito do Carmo.....	28
Tabela 3.2 - Resumo dos dados obtidos por LA-ICP-MS da amostra JMSA-SAP. Legenda: (*) Cristais de zircão utilizados no calculo da idade U-Pb.	31
Tabela 3.3 -Composição isotópica Sm-Nd para a porção do Granito do Carmo aflorante no Depósito Serra Alta.....	33

Capítulo 04

Tabela 4.1 - Resumo do estudo petrográfico/microtermométrico das Inclusões Fluidas do Depósito Aurífero.	47
--	----

Anexos

Tabela 7.1 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de feldspato potássico analisados.	72
Tabela 7.2 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de feldspato potássico analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios.	72
Tabela 7.3 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de plagioclásio analisados.	73
Tabela 7.4 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de plagioclásio analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios	73
Tabela 7.5 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de muscovita analisados.	74
Tabela 7.6 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de muscovtia analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios.	75
Tabela 7.7 –Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para grãos de ouro analisados.	77
Tabela 7.8 -Dados corrigidos para grãos de ouro analisados.....	77
Tabela 7.9 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de pirita analisados...	78
Tabela 7.10 -Dados corridos para cristais de pirita analisados.	79
Tabela 7.11 - Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de galena analisados.	79

Tabela 7.12 - Dados corrigidos para cristais de galena analisados.	80
Tabela 7.13 - Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de esfalerita analisados.	80
Tabela 7.14 -Dados corrigidos para cristais de esfalerita analisados.....	80
Tabela 7.15 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para grãos de calcopirita e covelita alisados.....	81
Tabela 7.16 -Dados corrigidos para grãos de calcopirita e covelita alisados.....	81
Tabela 7.17 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de clorita analisados.	81
Tabela 7.18 -Dados corrigidos para cristais de clorita analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios.....	82
Tabela 7.19 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para os minerais de titânio analisados.	83
Tabela 7.20 – Dados petrográficos e microtermométricos obtidos de inclusões fluidas pertencentes ao sistema aquoso (H ₂ O-NaCl).....	84
Tabela 7.21 – Dados petrográficos e microtermométricos obtidos de inclusões fluidas pertencentes ao sistema aquocarbônico (H ₂ O-NaCl-CO ₂) e carbônico (CO ₂).....	85

Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	APRESENTAÇÃO.....	1
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	1
1.3	MATERIAIS E MÉTODOS	3
1.4	SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
1.4.1	Província Tocantins	6
1.4.2	Faixa Araguaia (Domínio Porto Nacional – Nova Crixás).....	7
1.4.3	Estratigrafia Local.....	8
2	GEOLOGIA DO DEPÓSITO.....	13
2.1	APRESENTAÇÃO.....	13
2.2	PETROGRAFIA DO GRANITO DO CARMO	14
2.3	QUÍMICA MINERAL.....	16
2.3.1	Feldspatos	16
2.3.2	Mica Branca	17
2.4	LITOGEOQUÍMICA	19
2.4.1	Tipologia e ambiência magmática	23
3	GEOQUÍMICA ISOTÓPICA.....	28
3.1	APRESENTAÇÃO.....	28
3.2	ISÓTOPOS U-Pb	28
3.2.1	RESULTADOS	30
3.3	ISÓTOPOS Sm-Nd	32
3.3.1	RESULTADOS	33
4	SISTEMA MINERALIZADO DO DEPÓSITO DE Au SERRA ALTA	35
4.1	APRESENTAÇÃO.....	35
4.2	SISTEMAS DE VEIOS E VÊNULAS.....	35
4.3	ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	37
4.3.1	ALTERAÇÃO PROPILÍTICA	37
4.3.2	SULFETAÇÃO	41

4.3.3	SILICIFICAÇÃO	44
4.4	INCLUSÕES FLUIDAS	46
4.4.1	INTRODUÇÃO	46
4.4.2	PETROGRAFIA.....	46
4.4.3	MICROTERMOMETRIA	51
4.4.4	MICROESPECTROCOPIA RAMAN.....	56
4.4.5	DISCUSSÃO	57
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	59
5.1	CRONOLOGIA DE EVENTOS HIDROTERMAIS.....	59
5.2	FORMAÇÃO DO DEPÓSITO	60
5.3	CONCLUSÕES.....	61
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63
	ANEXOS	71
7	ANEXOS	72
7.1	TABELAS DE DADOS DA MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	72
7.2	TABELA DE DADOS PETROGRÁFICOS/MICROTERMOMÉTRICOS DE INCLUSÕES FLUIDAS ...	84

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A presente pesquisa faz parte do Programa de Pós-Graduação em Geologia da Universidade de Brasília (UnB), como requisito para obtenção do título de Mestre na área de concentração Geologia Econômica e Prospecção Mineral. O objeto de estudo dessa pesquisa é o depósito de ouro Serra Alta, situado no município de Monte do Carmo (TO), cujos resultados estão materializados aqui sob a forma dessa Dissertação de Mestrado.

Historicamente, desde o descobrimento de ocorrências de ouro na primeira metade do século XVIII pelos chamados bandeirantes, a região de Porto Nacional-Monte do Carmo - TO se tornou conhecida pela extração desse metal por garimpeiros e empresas de mineração. A mineralização aurífera, especialmente em Monte do Carmo, está associada a veios de quartzo hospedados no chamado Granito do Carmo. No passado esses veios de quartzo foram explorados de forma rudimentar por bandeirantes e depois por garimpeiros, sendo atualmente, alvos de atividades exploratórias pela empresa Monte Sinai Mineração Ltda., detentora dos direitos minerários do depósito.

Apesar da histórica ocorrência aurífera, esta região possui pouco entendimento geológico e metalogenético enfocando a natureza dos fluidos mineralizantes e a relação da mineralização com a rocha hospedeira. Sendo assim, esta pesquisa propõe avançar na caracterização do Depósito Serra Alta, a partir de estudos de inclusões fluidas, petrografia, química mineral, geoquímica e estudos geocronológicos do granito hospedeiro e da mineralização. Os dados obtidos formam a base para a proposta do modelo geológico de evolução magmática e metalogenética do depósito de ouro Serra Alta aqui apresentado.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

O depósito de ouro Serra Alta se encontra localizado no município de Monte do Carmo (Figura 1.1), inserido na porção centro-sul do Estado de Tocantins e localizado apenas a 89 km da capital Palmas e a cerca de 780 km de Brasília – DF. O acesso da área é realizado primeiramente através da TO-050, partindo de Palmas, até o trevo de acesso em Porto Nacional para a TO-225, rodovia

que dá acesso a Monte do Carmo. Chegando a Monte do Carmo, usa-se uma estrada de terra com cerca de 5 km que dá acesso à área do Projeto Serra Alta – Monte Sinai Mineração Ltda..

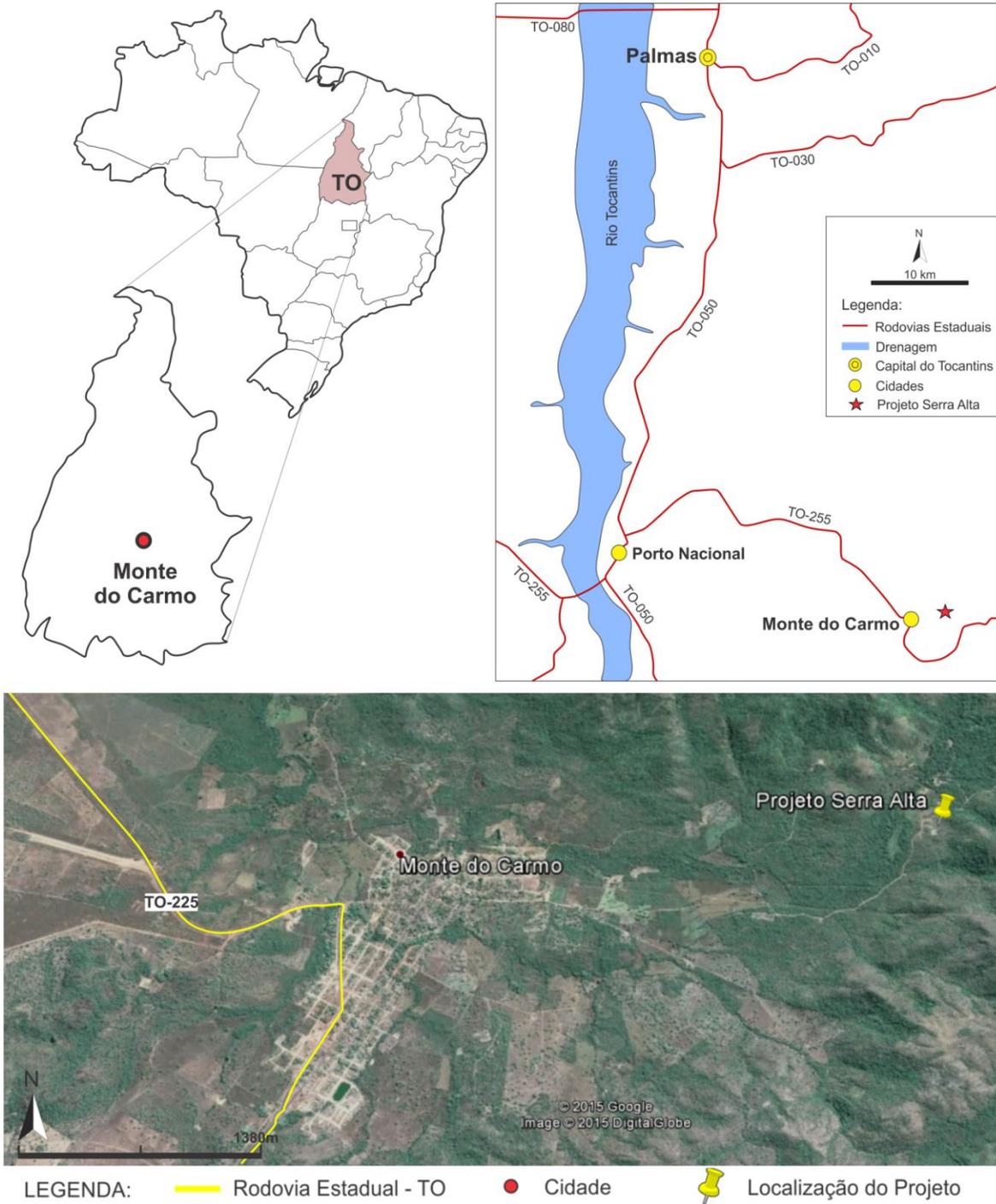


Figura 1.1 - Imagem com as rodovias estaduais da região e imagem do Google Earth mostrando a localização do Depósito Serra Alta no Município de Monte do Carmo - TO.

1.3 MATERIAIS E MÉTODOS

O desenvolvimento desta pesquisa se deu nas seguintes etapas: 1) pré-campo; 2) pesquisa de campo; 3) pesquisa laboratorial; e 4) tratamento e interpretação dos dados obtidos.

- Na etapa pré-campo foram realizadas pesquisas bibliográficas a respeito do estado de conhecimento geológico da porção meridional da Província Tocantins, bem como dos recursos minerais associados, além de relatórios técnicos e mapas geológicos cedidos pela empresa Monte Sinai Mineração Ltda.. Buscaram-se ainda informações bibliográficas sobre as características geológicas, geoquímicas e metalogenéticas de outros depósitos *intrusion related* pelo mundo, a fim de enriquecer o projeto com pesquisas já realizadas e atualizadas.
- A etapa de pesquisa de campo foi realizada durante dois períodos: agosto de 2014 e julho de 2015. Durante esta etapa, foi realizado o reconhecimento geológico das duas frentes de lavra (frente sul e frente norte), acompanhado de coleta sistemática de amostras e elaboração de seções com objetivo de entender as relações entre a rocha hospedeira e a mineralização, assim como o reconhecimento geológico local da área em torno do Projeto Serra Alta.
- A etapa de pesquisa laboratorial, responsável pela maior parte do tempo da pesquisa, consistiu primeiramente na identificação e separação das amostras coletadas durante a etapa de campo para serem analisadas pelos seguintes processos:
 - **Estudo petrográfico** de 34 lâminas delgadas polidas e 3 seções polidas de rochas, para análise dos arranjos microestruturais e das associações minerais. O estudo foi realizado no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), utilizando o microscópio da marca Olympus BX41 com objetivas de até 100x e ocular de 10x;
 - O **estudo de inclusões fluidas** consistiu de três fases - análise petrográfica e posteriormente, análise microtermométrica e microespectroscopia Raman – desenvolvidas em 2 seções bipolidas de veios de quartzo mineralizados, resultando na separação de 4 campos de estudo, com objetivo de caracterizar a composição e as condições físico-químicas mínimas de aprisionamento dos fluidos. O estudo petrográfico foi realizado no Laboratório de Microscopia do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB), utilizando o microscópio da marca Olympus BX41 com objetivas de até 100x e ocular de 10x. Já o estudo

microtermométrico, foi realizado no Laboratório de Petrografia e Microanálises do Serviço Geológico Brasileiro (Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais - CPRM-DF), utilizando uma platina de resfriamento/aquecimento LINKAM modelo THMSG600 adaptada ao microscópio OlympusBX51. O equipamento foi calibrado utilizando-se inclusões fluidas sintéticas aquocarbônicas e aquosas, com acurácia de medidas variando de $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ para resfriamento até -120°C e $\pm 2^{\circ}\text{C}$ para aquecimento até 420°C , e taxas de velocidade em torno de $1^{\circ}\text{C}/\text{min}$. O estudo de microespectroscopia Raman, foi realizado no Laboratório de Espectroscopia Ótica, do Instituto de Física da Universidade de Brasília, utilizando espectrômetro Raman HORIBA Jobin Yvon, série SPEX T64000, com o detector Symphony II, acoplado ao microscópico Olympus BX41. Um *laser* COHERENT da série Verd G (532nm) foi utilizado, com fonte de energia de 100 Mw e ponto focal com tamanho de $\sim 3\mu\text{m}$. O Raman foi calibrado utilizando um padrão de silício. Os dados foram manipulados utilizando o *software* Origin 6.0.

- A **análise química** de rocha total foi realizada em 5 amostras do granito, escolhidas pela menor alteração intempélica e hidrotermal, que foram britadas e posteriormente pulverizadas em panela de vídia, produzindo cerca de 20 g de material. Quantidades com cerca de 10 g de amostras foram em seguida encaminhadas ao laboratório ACME - *Analytical Laboratories Ltd.* (Vancouver-Canadá). O pacote de análise escolhido foi o LF200 para elementos maiores e menores (Grupo 4A) e elementos traços e terras raras (Grupo 4B), aplicados a análises por ICP-ES (*Inductively Coupled Plasma Emission Spectrometer*) e ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometer*), respectivamente, após a fusão com metaborato/tetraborato de lítio ($\text{LiBO}_2/\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$) e posterior digestão em ácido nítrico (HNO_3).
- **Investigação por microscopia eletrônica de varredura (MEV)** em grãos de zircão, em 5 lâminas delgadas polidas e 3 seções polidas, realizada no laboratório de microscopia eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Utilizou-se o equipamento da marca FEI QUANTA, modelo QUANTA 450. Para a obtenção das imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BKS) e por elétrons secundários (*secondary electrons* ou SEM) utilizou-se aceleração de voltagem de 20 kV, distância de trabalho (WD) entre 10,8 e 12,8 mm e *spot* de 6,0. As micro-análises foram realizadas através de detector EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) marca

EDAX, acoplado ao MEV, cujas análises foram feitas utilizando *software Texture & Elemental Analytical Microscopy*.

- A **análise de química mineral** foi realizada em 16 lâminas delgadas polidas e em 3 seções polidas por meio da microsonda eletrônica, para diferentes tipos minerais, como feldspatos, micas, sulfetos e ouro. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG-UnB). Utilizou-se o equipamento da marca JEOL, modelo Superprobe JXA-8230, acoplado com 5 espectrômetros e detector EDS (*Energy Dispersive spectrometer*). Para a obtenção de imagens por elétrons retroespalhados (*backscattered electrons* ou BSE) utilizou-se aceleração de voltagem variando de 15 (silicatos) e 20 kV (sulfetos). Para cada canal analisado condições específicas foram utilizadas.
- As **análises isotópicas** de Sm-Nd e U-Pb de diferentes amostras de granito, foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Geologia Isotópica da UnB, aplicando-se os seguintes procedimentos analíticos:
 - Sm-Nd: 2 amostras de rochas graníticas foram analisadas (rocha-total) segundo os procedimentos descritos por Gióia & Pimentel (2000). Cerca de 50 mg de rocha foram pulverizadas em panela de ágata, misturadas com solução de *spike* ^{149}Sm - ^{150}Nd e dissolvidas em cápsulas de *savillex*. A extração de Sm e Nd seguiu a técnica convencional com colunas de Teflon contendo LN-*Specresin* (HDEHP – *diethylhexil phosphoric acid supported on PTFE powder*). As amostras de Sm e Nd foram alojadas em filamentos de re-evaporação em conjuntos de filamentos duplos e as medidas isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa do tipo multicoletor Finnigan MAT 262. O grau de incertezas para as razões $^{149}\text{Sm}/^{150}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é menor que $\pm 0,4\%$ (1σ) e $\pm 0,005\%$ (1σ), respectivamente, de acordo com análises do padrão internacional BHVO-1 e BCR-1. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ foram normalizadas para $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,7219, e a constante de decaimento usada foi $6,54 \times 10^{-12}$ a 10^{-1} . Valores TDM foram calculados segundo método de DePaolo (1981).
 - U-Pb: Coletou-se aproximadamente 20 kg de amostra do saprolito do granito, que foi peneirada e bateada gerando um concentrado de amostra. Posteriormente, a amostra passou pelo separador magnético isodinâmico Frantz e, pelo processo de separação mineral por densidade, utilizando o líquido denso LST (heteropolitungstato de lítio), resultando em um concentrado mineral, os quais foram separados aproximadamente 80 cristais de zircão por meio de lupa binocular.

Os cristais coletados foram colocados em uma cápsula plástica medindo 1 cm de diâmetro, sendo posteriormente polidos a fim de expor sua superfície. As amostras foram analisadas seguindo o procedimento analítico proposto por Böhn *et al.* (2009) para o método LA-ICPMS (*laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometer*), com equipamento do modelo Neptune da *Thermo Finnigan*, equipado com 9 copos *faraday*, 1 multiplicador de elétrons e 5 contadoras de íons do tipo MIC (*multi ion channel*). O método consiste de um equipamento de ablação a laser acoplado a um espectrômetro de massa que permite a obtenção de razões isotópicas *in situ* com alta resolução espacial em monocristais de zircão.

- E por fim, a etapa de tratamento e interpretação dos dados obtidos, consistiu na integração de todos os dados e informações obtidas nas etapas posteriores, cujas interpretações e conclusões estão apresentadas nesta dissertação de mestrado.

1.4 SÍNTESE DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO REGIONAL

1.4.1 Província Tocantins

A área estudada está inserida na Província Tocantins (Almeida *et al.*, 1981), localizada na porção central do Brasil, a qual compreende um sistema de orógenos neoproterozoicos desenvolvidos durante o Ciclo Brasileiro pela convergência e colisão de três blocos continentais: Cráton São Francisco a leste, Cráton Amazonas a oeste e Cráton Paranapanema, o qual encontra-se encoberto por rochas da Bacia do Paraná, a sudoeste (Delgado *et al.*, 2003).

A colisão desses três blocos teve como resultado a formação de cinturões de dobras e empurrões denominados de Faixa Brasília, a oeste do Cráton São Francisco, Faixa Paraguai, a sul do Cráton Amazônico, e Faixa Araguaia, a leste do Cráton Amazônico (Figura 1.2).

A região de Monte do Carmo está localizada no sudeste da Faixa Araguaia, na porção meridional onde afloram extensas áreas de seu embasamento (Hasui *et al.*, 1984).

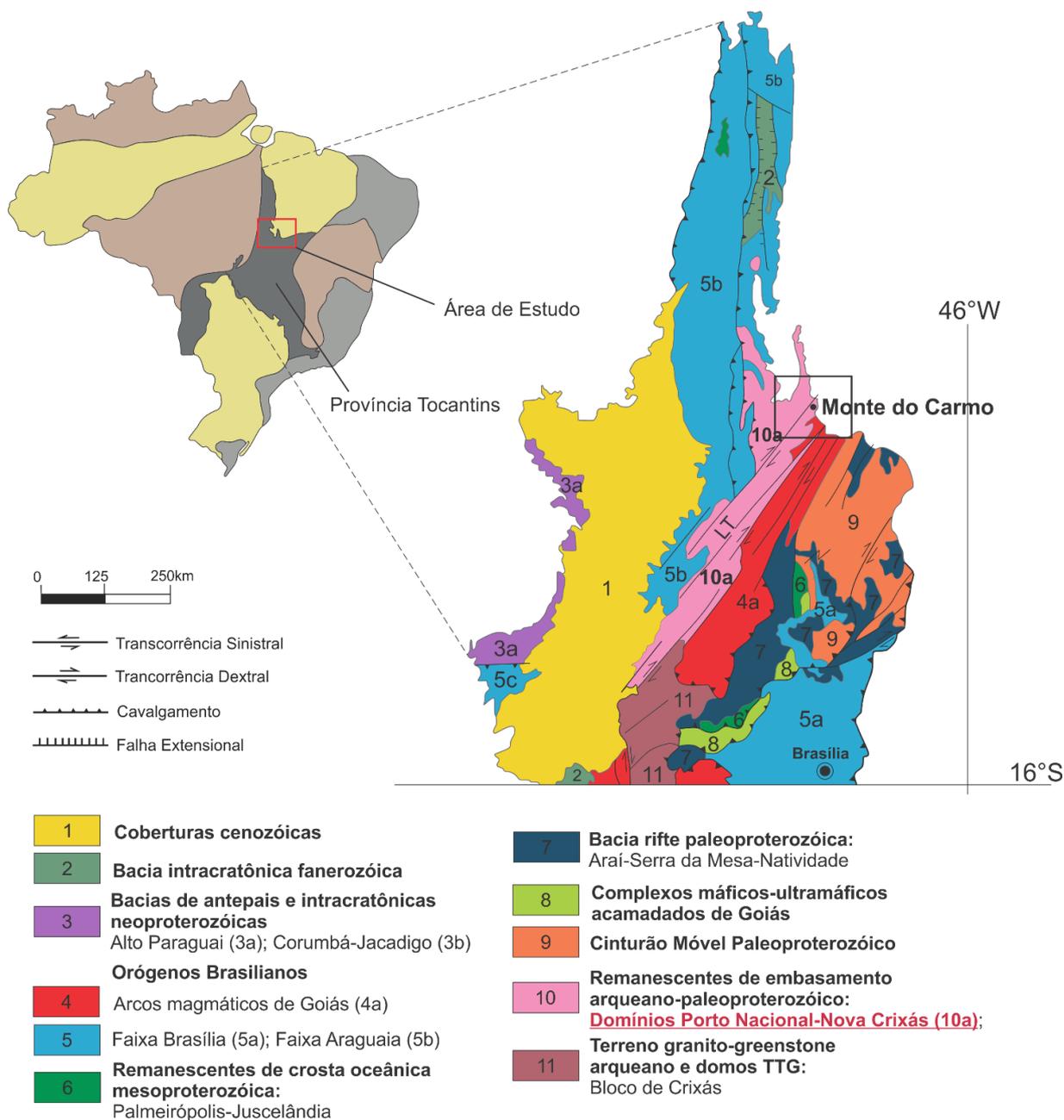


Figura 1.2 - Domínios Tectônicos e principais estruturas da Província Tocantins. LT: Lineamento Transbrasiliano. (Adaptado de: Almeida *et al.*, 1981, Delgado *et al.*, 2003)

1.4.2 Faixa Araguaia (Domínio Porto Nacional – Nova Crixás)

A Faixa Araguaia compreende uma faixa alongada que apresenta uma orientação aproximadamente norte-sul com 1.200 km de extensão e mais de 100 km de largura. É composta por sucessões de rochas psamíticas e pelíticas metamorizadas, com pequenas contribuições de rochas carbonáticas, máficas e ultramáficas, e intrusões graníticas (Alvarenga *et al.*, 2000).

De acordo com Delgado *et al.* (2003), a região de Monte do Carmo encontra-se inserida no contexto do Domínio Porto Nacional-Nova Crixás, uma faixa de direção NE-SW de gnaisses de médio a alto grau metamórfico e que constitui o embasamento das rochas metassedimentares

neoproterozoicas da Faixa Araguaia. A região conta com um conhecimento geológico e informações geocronológicas muito limitadas, o que não permite uma boa interpretação do contexto geodinâmico da área.

1.4.3 Estratigrafia Local

Nos estudos mais recentes realizados na região por Saboia (2009), as unidades aflorantes identificadas nas proximidades de Monte do Carmo são representadas pelo Complexo Porto Nacional, Formação Morro do Aquiles, Complexo Rio dos Mangues e pela Suíte Intrusiva Ipueiras, de idades paleoproterozoicas e recobertas discordantemente pelo Grupo Natividade, pela Formação Monte do Carmo e pela Suíte Lajeado, de idades neoproterozoicas, além de coberturas sedimentares paleo/mesozoicas da Bacia do Parnaíba e cenozoicas (Terciário/Quaternário) dos depósitos detrítico-lateríticos e aluvionares (Figura 1.3). Entretanto, no mapa da Figura 1.3 (Saboia, 2009) não estão registradas as seguintes unidades: Formação Morro do Aquiles, Complexo Rio dos Mangues e Suíte Lajeado. A Suíte Intrusiva Ipueiras é representada pelo Granito do Carmo.

O Complexo Porto Nacional, incluído no Terreno Metamórfico de Alto Grau de Porto Nacional por Gorayeb *et al.* (2000a, 2000b), é representado por granulitos máficos, enderbitos e kinzigitos, além de raros corpos de charnoquitos e granitos peraluminosos (Gorayeb *et al.*, 2000b; Gorayeb *et al.*, 2013; Chaves *et al.*, 2008). Estudos geocronológicos realizados por Gorayeb *et al.* (2000b) indicam idades Pb-Pb em zircão entre 2,12 a 2,15 Ga para a formação dos protólitos magmáticos e de 2,10 Ga para o metamorfismo granulítico do Complexo Porto Nacional.

A Formação Morro do Aquiles foi descrita por Gorayeb (1996) e é composta por rochas metavulcanossedimentares, que incluem micaxistos, quartzitos com granada, paragnaises aluminosos, xistos grafitosos, gonditos, rochas metavulcânicas básicas e ácidas que são intercaladas com orgonaises e anfibolitos (Gorayeb *et al.*, 2013; Sachett, 1996 e Hasui *et al.*, 1984).

O Complexo Rio dos Mangues reúne rochas cálcio-silicáticas, ortognaises tonalíticos e granodioríticos, anfibolitos, mica xistos, quartzitos e paragnaises aluminosos (Arcanjo *et al.*, 2013; Hasui *et al.*, 1984). Estudos geocronológicos indicam idades Rb-Sr em torno de 2,1 Ga (Barradas, 1993), Pb-Pb em zircão entre 2,01-2,08 Ga (Sousa & Moura, 1996) e 2,05-2,12 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013), e idades modelo T_{DM} entre 2,35-2,21 Ga (Arcanjo *et al.*, 2013) para as rochas do complexo.

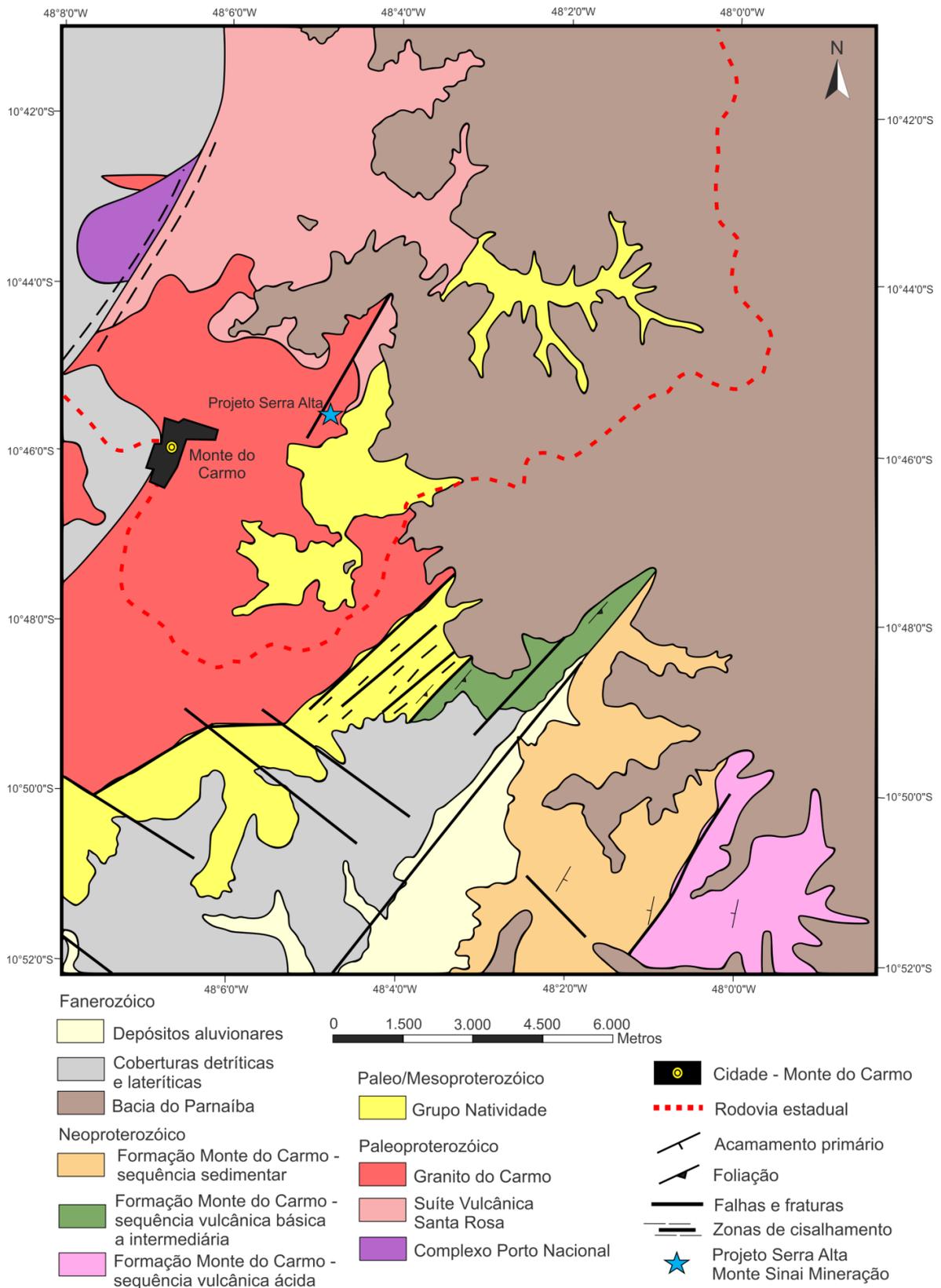


Figura 1.3 -Mapa geológico da região de Monte do Carmo – TO, adaptado de Saboia (2009).

Bezerra *et al.* (1981) e Cunha *et al.* (1981) denominaram a associação plutono-vulcânica Ipueiras, que representava um evento plutônico e localmente vulcânico de natureza ácida, equivalente a Suíte Lajeado definida por Costa *et al.* (1984). Porém, Chaves *et al.* (2003, 2008)

redefiniram a Suíte Lajeado sob a designação de Suíte Intrusiva Ipueiras, caracterizada por granitos do tipo A, de composições sieno a monzograníticas, alojados em torno de 2,08 Ga (evaporação de Pb em zircão) com idades modelo T_{DM} entre 2.19 e 2.15 Ga e $\epsilon Nd(2,08)$ positivo, e composta por um conjunto de quatro plutons graníticos denominados de Areias, Ipueiras, Itália e Do Carmo (Chaves *et al.*, 2008). De acordo com Chaves *et al.* (2008), os dados geocronológicos juntamente com os dados de campo, petrográficos e litogeoquímicos, que apontam afinidade entre esses corpos, permitem reuni-los na Suíte Intrusiva Ipueiras, sugerindo a existência de um importante evento de granitogênese durante o Paleoproterozoico no setor setentrional da Província Tocantins.

Objeto desse estudo, o Granito do Carmo, conforme definido por Palermo (1988), foi inicialmente denominado como Suíte Lajeado por Barbosa *et al.* (1966) e posteriormente denominado como Granito Lajeado por outros autores, tais como Barradas *et al.* (1992) e Sachett (1996). É representado por anfibólio granitos e leucogranitos de composição variando entre sieno a monzogranítica. Estudos geocronológicos do granito indicam idades Rb-Sr de 1873 ± 25 Ma (Costa, 1985), Pb-Pb em rocha total de 2000 ± 32 Ma (Barradas, 1993), Pb-Pb em zircão de 2025 ± 26 Ma (Sachett, 1996) e U-Pb em zircão de 2048 ± 13 Ma (Saboia *et al.* 2007, 2009). Na região de Monte do Carmo, o Granito do Carmo encontra-se em grande parte, recoberto pelas unidades fanerozoicas da Bacia do Parnaíba e por coberturas detríticas-aluvionares recentes (Sachett, 1996).

A Suíte Vulcânica Santa Rosa é um conjunto de rochas vulcânicas ácidas com assinatura geoquímica de arco calci-alcálico com influência continental, possivelmente de ambiente pós colisional representadas por riolitos, riodacitos, dacitos e rochas piroclásticas (Queiroz *et al.*, 1999; Paulino *et al.*, 2008; Saboia, 2009) que ocorrem ao norte da cidade de Monte do Carmo – TO. Estudos geocronológicos apontam idades Pb-Pb em rocha total de 2024 ± 103 Ma (Barradas *et al.*, 1992), Pb-Pb por evaporação de zircão de 2138 ± 11 Ma (Sachett, 1996) e U-Pb em zircão de 2086 ± 10 Ma (Saboia *et al.* 2007, 2009). Os dados isotópicos Sm-Nd em rocha total dessa unidade e do Granito do Carmo mostram idades modelo (T_{DM}) de aproximadamente 2,1 Ga com valores de $\epsilon Nd(T)$ positivos, o que faz Saboia (2009) sugerir a geração de magma a partir de uma fonte mantélica paleoproterozoica. De acordo com Saboia (2009), a Suíte Vulcânica Santa Rosa é relacionada à Suíte Intrusiva Ipueiras, inserindo-se no evento magmático do Paleoproterozoico que afetou a região, pois os dados geocronológicos e geoquímicos corroboram para uma

associação vulcano-plutônica félsica cogenética com idades entre 2,08-2,04 Ga entre essas unidades.

O Grupo Natividade compreende uma sequência metassedimentar paleo-mesoproterozoica que se sobrepõe de forma discordante aos terrenos paleoproterozóicos mais antigos da região. A idade das rochas metassedimentares do Grupo Natividade ainda é desconhecida; a única datação disponível ocorre em zircões detríticos por Pb-Pb com a definição de uma idade de 1779 ± 6 Ma para a deposição desses sedimentos, que de acordo com Saboia (2009), permite excluir a hipótese de que a deposição dos sedimentos do Grupo Natividade foi anterior à formação do Granito do Carmo, proposta por Queiroz *et al.* (1999), e permitindo a correlação desse grupo com o Grupo Araí, que possui rochas vulcânicas da base datadas por U-Pb com idade em zircão de 1771 ± 2 Ma (Pimentel *et al.*, 1991). A unidade é composta principalmente por quartzito puro e micáceo, metaconglomerados, dolomitos e raramente filitos, metamorfizados em fácies xisto verde (Gorayeb *et al.*, 1988 *in* Gorayeb *et al.*, 2013; Costa *et al.*, 1976 *in* Hasui *et al.*, 1984). De acordo com trabalhos citados acima, na região de Porto Nacional-Monte do Carmo, afloram descontinuamente rochas do grupo, porém há interpretações conflitantes sobre a descrição litológica e estratigráfica dos metassedimentos que constituem as serras com direção NE a sudeste de Porto Nacional e a sul de Monte do Carmo (Saboia, 2009).

A Formação Monte do Carmo compreende uma sequência metavulcanossedimentar epimetamórfica neoproterozoica (Cunha *et al.*, 1981; Gorayeb *et al.*, 1992), que possui vulcanismo máfico e félsico associado a um pacote sedimentar, representado por conglomerados e arcóseos (Saboia *et al.*, 2007, 2009; Costa *et al.*, 1984). A porção máfica é composta por basaltos, gabros e andesitos informalmente chamada de Sequência Vulcânica Areinhas (Quaresma & Kotschoubey, 2002), enquanto a porção félsica é formada por riolitos, dacitos e rochas piroclásticas finas, chamada de Sequência Pedra Furada (Braga *et al.*, 2008). Para as rochas da Formação Monte do Carmo foram obtidas idades modelo (T_{DM}) Sm-Nd entre 1,91 e 0,86 Ga (Saboia *et al.*, 2009), idade Rb-Sr de 1,10 Ga (Bezerra *et al.*, 1981) e idade de 2,13 Ga pelo método de evaporação de Pb (Sachett, 1996).

Os granitos da Suíte Intrusiva Lajeado fazem parte de um importante evento magmático ediacariano ocorrido em terrenos gnáissicos-granulíticos paleoproterozóico da porção centro-norte da Província Tocantins, relacionado a um evento tectônico crustal extensional. A Suíte Lajeado é representada pelos *plutons* Lajeado, Palmas e Matança, que possuem caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso e características geoquímicas similares aos granitos

tipo A. Esses corpos graníticos aparecem ao longo de um eixo termal paralelo ao Lineamento Transbrasiliano (Gorayeb *et al.*, 2013). Estudos geocronológicos apontam idade Pb-Pb por evaporação de zircão de 552 e 545 Ma para esses corpos, idades modelo Sm-Nd (T_{DM}) variando entre 2,1 e 1,7 Ga e ϵNd (0,55 Ga) negativos variando entre -10 e -13, que sugerem que a crosta paleoproterozoica teve envolvimento na formação desses granitos (Gorayeb *et al.*, 2013), idade em rocha total Rb-Sr de 510 ± 15 Ma (Barradas *et al.*, 1992) e idades de cristalização Pb-Pb em zircão de 546 ± 6 , 548 ± 5 e 564 ± 4 Ma para os granitos Lajeado, Palmas e Matança respectivamente (Costa *et al.*, 1984 e Gorayeb *et al.*, 2001).

Coberturas sedimentares paleo/mesozoicas da Bacia do Parnaíba recobrem discordantemente algumas unidades da região. Na região de Monte do Carmo, a Bacia do Parnaíba é representada pela Formação Pimenteiras e restritamente pelo Grupo Serra Grande (Saboia, 2009). A Formação Pimenteiras é predominante na área de estudo e pertence ao Grupo Canindé de idade devoniana. Consiste de arenitos avermelhados com níveis de folhelhos, depositados em ambientes dominados por marés e tempestades (Góes e Feijó, 1994 *in* Delgado *et al.*, 2003).

CAPÍTULO 2

2 GEOLOGIA DO DEPÓSITO

2.1 APRESENTAÇÃO

O depósito Serra Alta encontra-se hospedado no corpo granítico denominado de Granito do Carmo, pertencente à Suíte Granítica Ipueiras. As frentes de lavrado Projeto Serra Alta, denominadas Norte e Sul, as quais foram objetos dessa pesquisa, encontram-se localizadas na região nordeste do corpo granítico (Figura 2.1), distribuídas na sua porção de cúpula.

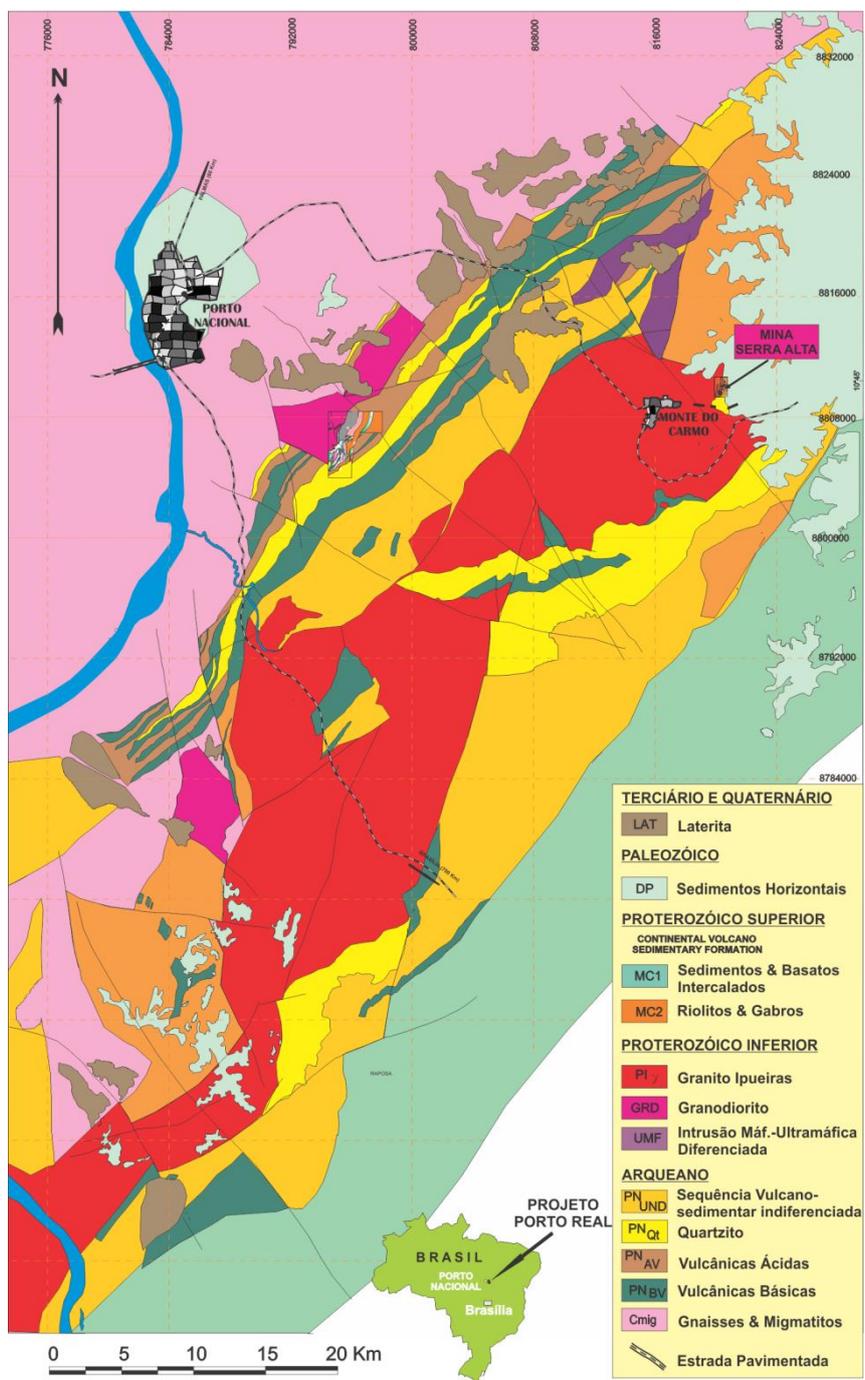


Figura 2.1 – Mapa geológico cedido pela empresa Monte Sinai Mineração Ltda. para a região de Monte do Carmo – TO. Destacamos a localização da área do Projeto Serra Alta no extremo nordeste do Granito do Carmo (Ipueiras).

Trata-se de um corpo granítico ligeiramente alongado segundo a direção NE-SW, intrusivo em rochas do embasamento da Faixa Araguaia e em um descontínuo pacote de quartzito, o qual segundo mapas geológicos da Monte Sinai Mineração, é posicionado no Arqueano, porém sem indicação de uma determinada unidade geológica regional definida. Na área ainda ocorre contínuas coberturas da parte Paleozóica da Bacia do Parnaíba, representadas pela Formação Pimenteiras do Meso-Neo Devoniano (Figura 2.2 A-C).

2.2 PETROGRAFIA DO GRANITO DO CARMO

Na região do depósito aurífero Serra Alta, o Granito do Carmo, em sua forma menos alterada, se mostra homogêneo com cor cinza claro a levemente rosado, exibindo textura fanerítica inequigranular, isotrópico e com granulação média a grossa (Figura 2.2 D).

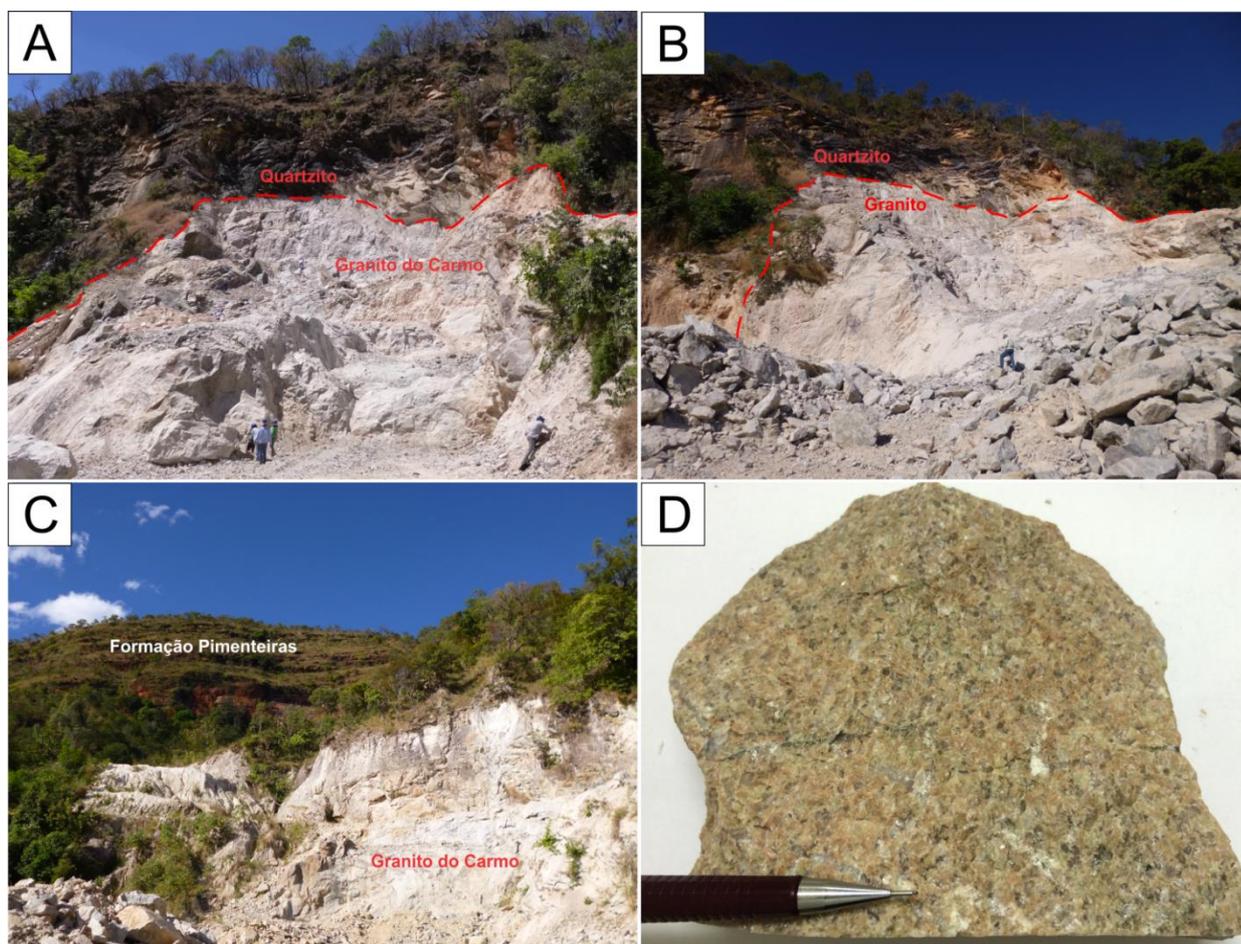


Figura 2.2 - A) e B) Fotografias da frente de lavra sul (Projeto Serra Alta) onde é possível observar o contato entre a cúpula do Granito do Carmo e o quartzito de idade Arqueana; C) Fotografia da frente de lavra norte mostrando a Formação Pimenteiras recobrimdo o granito do Carmo; D) Amostra representativa do Granito do Carmo em condições mais preservadas, onde observa-se macroscopicamente o arranjo textural fanerítico da rocha;

Sua mineralogia essencial (Figura 2.4 A-B) é representada, estimativamente, por feldspato potássico (40-60%), quartzo (20-40%) e plagioclásio (albita, An_{6-12} – 10-20%), além de raros cristais de zircão e poucos cristais de mica branca inclusos em alguns cristais de quartzo (<1%). Como minerais secundários ou de substituição ocorrem muscovita, clorita e carbonatos. A proporção modal estimada da mineralogia essencial nos permitiu classificar, aplicando diagrama QAP (Streckeisen, 1976), como de composição sienogranítica (Figura 2.3).

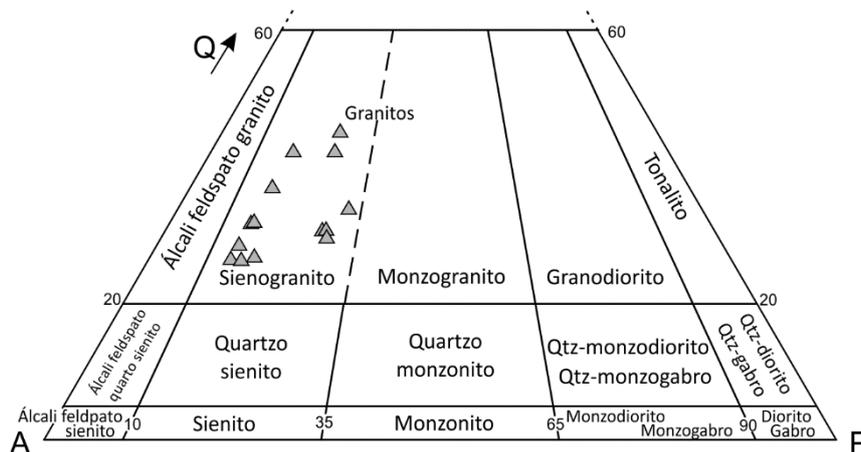


Figura 2.3 -Diagrama QAP exibindo a composição modal sienogranítica para as amostras analisadas do granito hospedeiro do Depósito Serra Alta, modificado e adaptado de Streckeisen (1976).

Os cristais de feldspato potássico são subédricos, com tamanho entre 0,5 e 2,6 mm, exibem textura micropertítica, além de geminação do tipo Carlsbad (Figura 2.4). Estão pouco a parcialmente substituídos por mica branca e carbonatos. Eventualmente observa-se a presença de inclusões de plagioclásio (albita) desenhando um arranjo tipo “retalho” (Figura 2.4 C). Os cristais de plagioclásio (albita, An_{6-12}) são, em geral, subédricos com hábito tabular, com tamanho entre 0,2 e 1,7 mm, exibindo marcante geminação do tipo albita (Figura 2.4). Estão parcialmente substituídos por agregados de mica branca ± carbonato.

Os cristais de quartzo, por sua vez, são anédricos a subédricos, com tamanho entre 0,5 e 2,5 mm, exibem forte extinção ondulante, são fraturados, e possuem contatos irregulares e suturados, ao longo dos quais ocorrem cristais fragmentados de quartzo, com tamanho entre 0,05 – 0,2 mm, indicando processo de recristalização. Os minerais acessórios, como mica branca e zircão, são observados com pouca frequência. Os grãos de mica branca possuem tamanho entre 0,05 e 0,3 mm e ocorrem inclusos em alguns poucos cristais de quartzo (Figura 2.4 D). Já os cristais de zircão (0,1-0,3 mm) são subédricos a euédricos e ocorrem isoladamente na trama quartzo-feldspática.

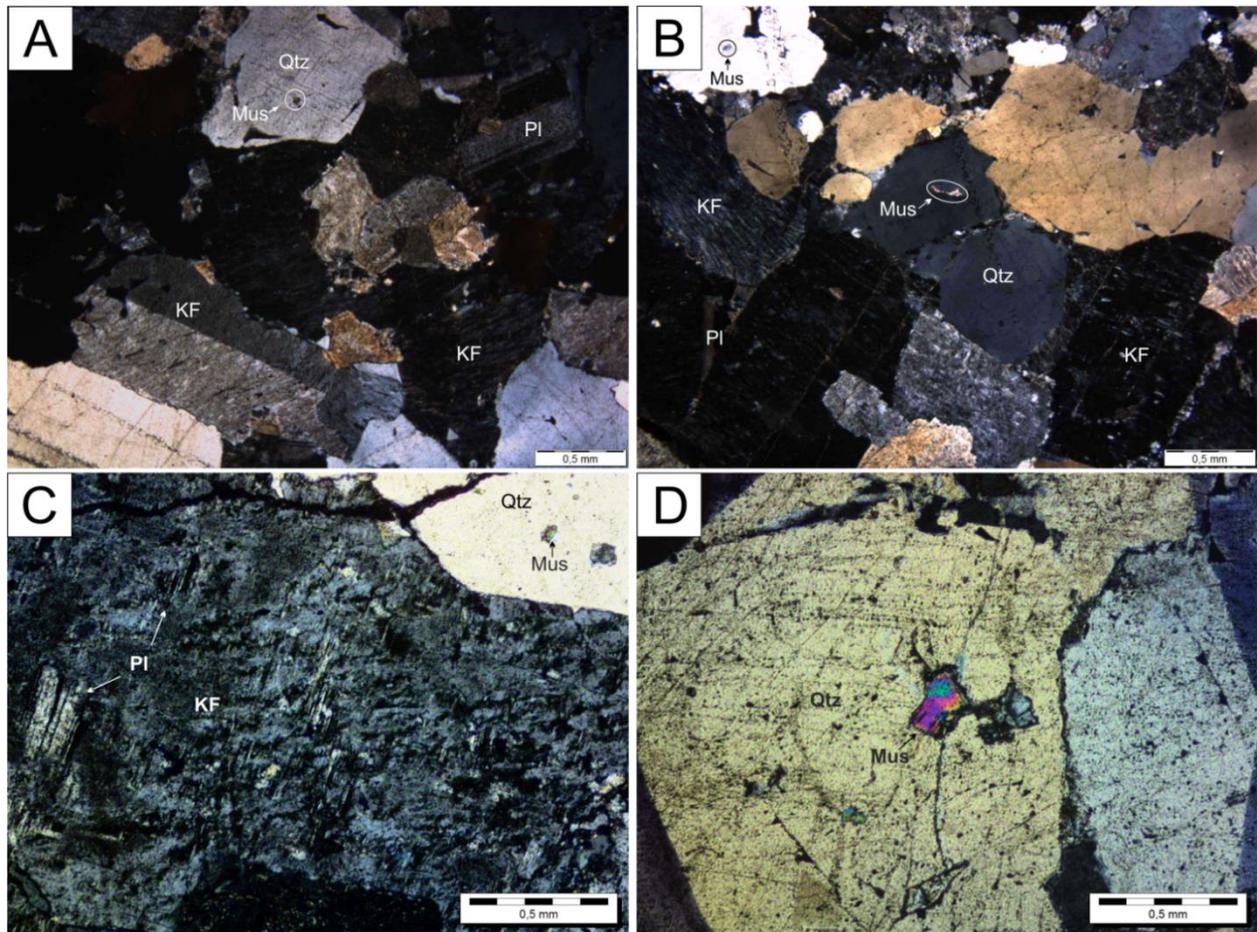


Figura 2.4 - Fotomicrografias do granito em NX ressaltando: A) e B) a textura primária típica da rocha composta por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e muscovita blindada em cristais de quartzo; C) feldspato potássico com inclusões de plagioclásio – arranjo tipo “retalho”; D) cristais de muscovita primária inclusos em cristais de quartzo.

2.3 QUÍMICA MINERAL

Com objetivo de obter a composição mineral e dar suporte à petrografia, estudos de química mineral foram realizados sobre feldspato potássico, plagioclásio e mica branca. Os resultados são apresentados a seguir.

2.3.1 Feldspatos

O feldspato potássico revelou composição química homogênea, com teores de ortoclásio elevados, variando entre 96,4 a 98,2 mol.% (Tabela 7.1 e Tabela 7.2 em anexo). No diagrama triangular de distinção entre feldspatos alcalinos e plagioclásios (Or-An-Ab), nota-se a distribuição das amostras no vértice corresponde ao ortoclásio (Figura 2.5 A). Por outro lado, os cristais de plagioclásio, os quais também se apresentaram de forma homogênea e pura, com teores variando entre 95,1 e 99,9 mol.% (Tabela 7.3 e Tabela 7.4 em anexo), possuem composição distribuída no campo da albita (Figura 2.5 B).

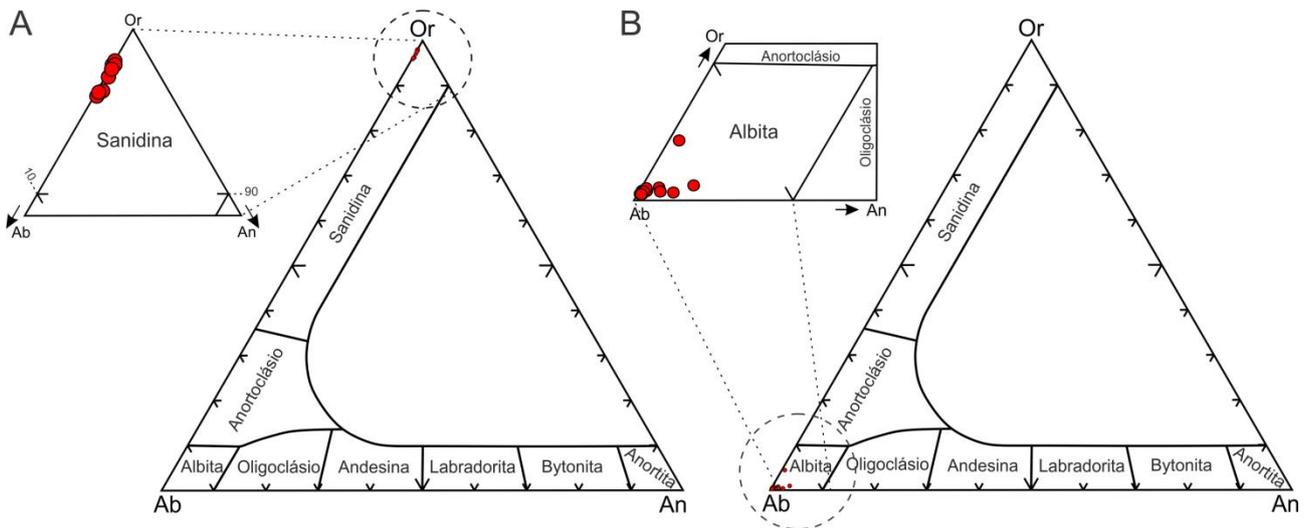


Figura 2.5 -Diagramas ternários An-Ab-Or para nomenclatura dos feldspatos a partir da composição química em porcentagem de moles para análises em cristais de: A) feldspato potássico; e B) plagioclásio do Granito do Carmo.

2.3.2 Mica Branca

Foram observados dois grandes grupos: a) um grupo relacionado aos cristais de mica branca inclusos em cristais de quartzo, de origem magmática; e b) um segundo grupo correspondente à mica branca de origem secundária (Figura 2.6 A). Esse segundo grupo engloba tanto os cristais de mica relacionados à desestabilização dos feldspatos, quanto os cristais relacionados à entrada de fluidos hidrotermais.

As análises realizadas (Tabela 7.5 e Tabela 7.6 em anexo) revelaram que o primeiro grupo de micas identificado possui composição química equivalente à muscovita, assim como o segundo grupo, de origem secundária, conforme ilustra os diagramas da Figura 2.6.

Nos diagramas da Figura 2.7 ($Fe/Fe+Mg \times Al$; $Na \times Fe+Ti$; $Al^{IV}/Al^{VI} \times Si/Al^{VI}$), foi possível observar a separação entre os dois grupos de muscovita. Em geral, os cristais de muscovita blindados em quartzo, relacionados à fase primária, possuem altos teores de Al^{IV} , bem como de Na e Al^{IV}/Al^{VI} , e menores valores de Fe, Ti e Si/Al^{VI} em comparação à muscovita secundária.

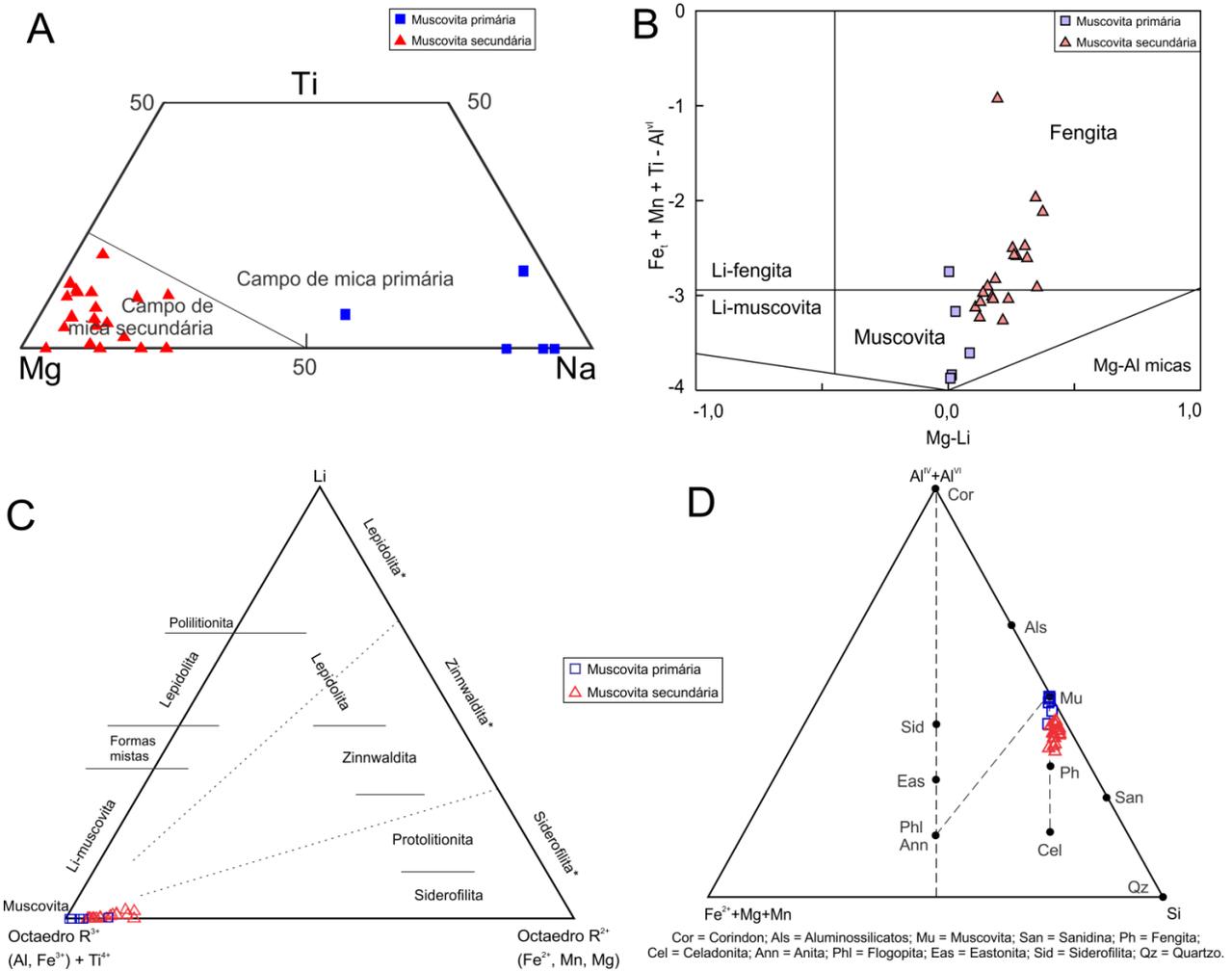


Figura 2.6 - A) Diagramas de discriminação entre muscovita primária e secundária (Miller *et al.*, 1981). Diagramas de classificação química de micas utilizando os seguintes fatores: B) Mg-Li versus $Fe_i + Mg + Ti + Al^{VI}$ segundo Tischendorf *et al.* (2007); C) cátions octaédricos R^{3+} (Al, Fe^{3+} , Ti^{4+}) x Li x cátions octaédricos R^{2+} (Fe^{2+} , Mn, Mg) proposto por Foster (1960) e adaptado por Tindle & Webb (1990) e; D) $Fe^{2+} + Mg + Mn$ x $Al^{IV} + Al^{VI}$ x Si segundo Monier & Robert (1986).

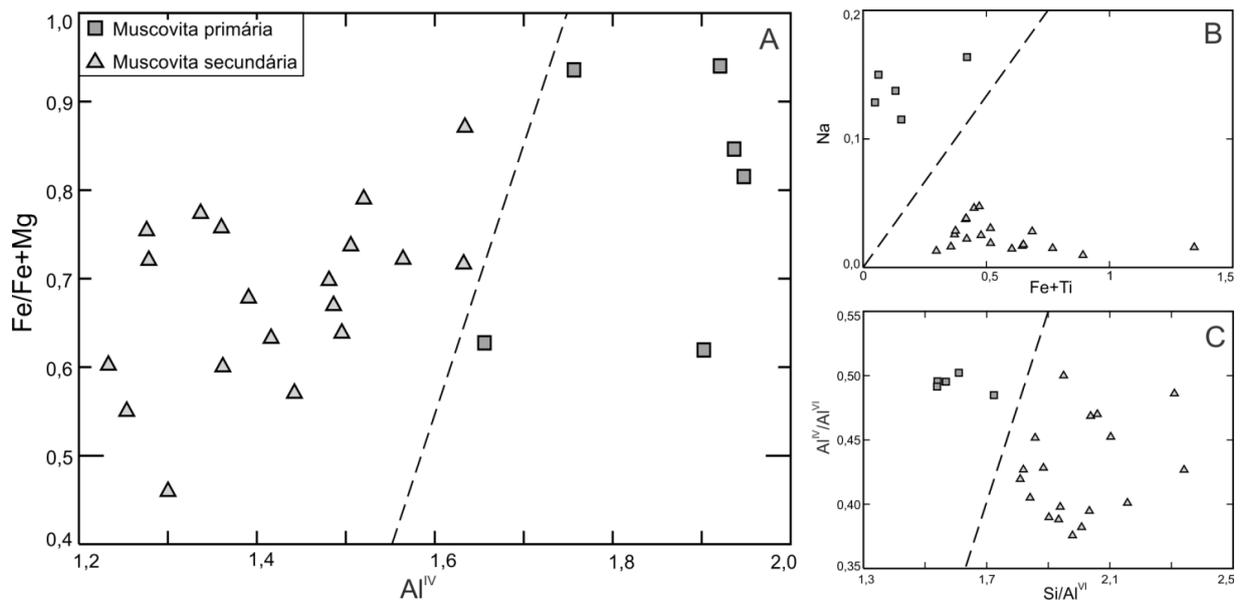


Figura 2.7 - Diagramas de análises de química mineral para muscovita. As linhas em tracejado marcam limites arbitrários entre os grupos de muscovita primária (quadrado) e secundária (triângulo) presentes em amostras do Granito do Carmo. A) Diagrama de Al^{IV} x $(Fe/Fe + Mg)$ mostra que o tipo primário contém valores mais altos de Al^{IV} do que o tipo secundário. B) Diagrama de $Fe+Ti$ x Na evidencia que o tipo primário possui maiores valores de Na e menores valores de $Fe+Ti$ do que o tipo secundário. C) Diagrama de razões Si/Al^{VI} x Al^{IV}/Al^{VI} mostra que o tipo primário possui menor razão Si/Al^{VI} que o tipo secundário.

2.4 LITOGEOQUÍMICA

Foram realizadas análises químicas multielementares em rocha total para 5 amostras representativas de fácies na área de cúpula granito do Carmo, as quais se mostraram aparentemente preservadas dos processos hidrotermais tardi a pós-magmáticos. Os resultados obtidos estão na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 -Resultados de análises litoquímicas das amostras pertencentes ao Granito do Carmo, hospedeiro do Depósito Serra Alta.

Amostra	JMSA 33.41	JMSA 014	JMSA 003	JMSA 002	JMSA 008
SiO ₂ (%)	76,71	76,20	77,37	76,93	76,40
TiO ₂	0,10	0,10	0,10	0,12	0,12
Al ₂ O ₃	12,49	12,03	11,82	12,14	12,64
Fe ₂ O ₃	0,54	0,95	0,40	0,63	0,76
MnO	0,02	0,03	<0,01	<0,01	0,02
MgO	0,07	0,12	0,12	0,12	0,15
CaO	0,11	0,23	0,22	0,17	0,17
Na ₂ O	3,22	3,37	3,49	3,50	3,48
K ₂ O	5,62	5,13	4,80	4,86	4,66
P ₂ O ₅	0,01	<0,01	0,02	0,02	0,01
P.F.	1,00	1,60	1,50	1,30	1,40
TOTAL	99,88	99,81	99,84	99,82	99,80
Ba(ppm)	487,00	371,00	237,00	208,00	437,00
Cs	2,00	1,50	1,90	1,60	2,70
Ga	12,10	12,00	12,20	11,30	13,80
Hf	3,70	3,10	2,80	3,30	3,60
Nb	8,90	8,90	8,80	10,40	12,90
Rb	127,90	121,80	122,60	137,40	143,50
Sc	1,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Sr	53,90	58,50	33,60	28,20	56,80
Ta	0,90	1,20	0,90	1,40	1,40
Th	11,30	12,00	10,40	11,00	13,10
U	1,80	2,90	2,60	3,00	2,70
Y	17,70	16,60	15,00	17,50	18,80
Zr	81,50	77,70	69,20	78,00	81,70
As	<0,5	1,70	1,70	1,90	<0,5
Bi	0,50	0,10	<0,1	0,20	<0,1
Cd	0,10	<0,1	0,10	<0,1	0,50
Cu	8,70	1,30	1,30	4,60	5,50
Pb	27,20	14,90	2,90	7,10	18,00
Zn	37,00	13,00	20,00	4,00	57,00
Ag	<0,1	0,70	<0,1	0,40	<0,1

Au (ppb)	1,70	3164,30	69,80	1799,70	<0,5
La (ppm)	24,20	17,40	17,10	26,20	20,40
Ce	45,80	40,50	36,00	56,30	41,50
Pr	5,61	4,26	4,43	6,53	5,07
Nd	20,60	14,50	16,30	21,90	18,00
Sm	4,22	3,27	3,15	4,75	3,89
Eu	0,41	0,38	0,37	0,40	0,36
Gd	3,52	3,14	2,72	3,58	3,51
Tb	0,55	0,47	0,40	0,53	0,57
Dy	3,13	2,83	2,22	2,79	3,29
Ho	0,59	0,55	0,40	0,60	0,68
Er	1,78	1,64	1,46	1,69	1,98
Tm	0,29	0,23	0,21	0,24	0,29
Yb	1,77	1,71	1,36	1,67	2,12
Lu	0,28	0,26	0,21	0,28	0,31
A/CNK	1,08	1,04	1,04	1,07	1,14
A/NK	1,09	1,08	1,08	1,10	1,17
Na ₂ O+K ₂ O	8,84	8,50	8,29	8,36	8,14
(Na ₂ O+K ₂ O) / CaO	80,36	36,96	37,68	49,18	47,88
Na ₂ O + K ₂ O -CaO	8,73	8,27	8,07	8,19	7,97
FeO/(FeO+MgO)	0,829	0,833	0,677	0,768	0,761
(Al ₂ O ₃ +CaO)/(FeOt+Na ₂ O+K ₂ O)	1,373	1,347	1,410	1,406	1,486
100(MgO+FeOt+TiO ₂)/SiO ₂	0,665	1,074	0,610	0,828	0,980
M (Na+K+2Ca)/(Al*Si)	1,275	1,312	1,301	1,274	1,203
K/Rb	364,764	349,636	325,010	293,627	269,575
Ta+Yb	2,67	2,91	2,26	3,07	3,52
Y+Nb	26,60	25,50	23,80	27,90	31,70
(La/Sm)N	3,61	3,35	3,41	3,47	3,30
(La/Yb)N	9,22	6,86	8,48	10,58	6,49
(Gd/Yb)N	1,60	1,48	1,61	1,73	1,34
(Eu/Eu*)N	0,33	0,36	0,39	0,30	0,30
¹⁰⁴ Ga/Al	1,83	1,88	1,95	1,76	2,06

As análises revelaram concentrações de SiO₂ = 76,20 a 77,37 %, Al₂O₃ = 11,82 a 12,64 %, Fe₂O₃ total = 0,04 a 0,95 %, CaO = 0,11 a 0,23 %, Na₂O = 3,22 a 3,50 %, K₂O = 4,66 a 5,62 %, TiO₂ = 0,10 e 0,12 %, MnO = <0,03 %, MgO = 0,07 a 0,15 % e P₂O₅ = >0,02%. Em complemento, a partir de dados geoquímicos aplicando o diagrama de correlação entre os parâmetros P - Q (Debon & Le Fort, 1983), obteve-se uma classificação química de granito para as amostras analisadas (Figura 2.8). Tal informação está de acordo com as observações petrográficas, as quais caracterizam essas rochas como um sienogranito.

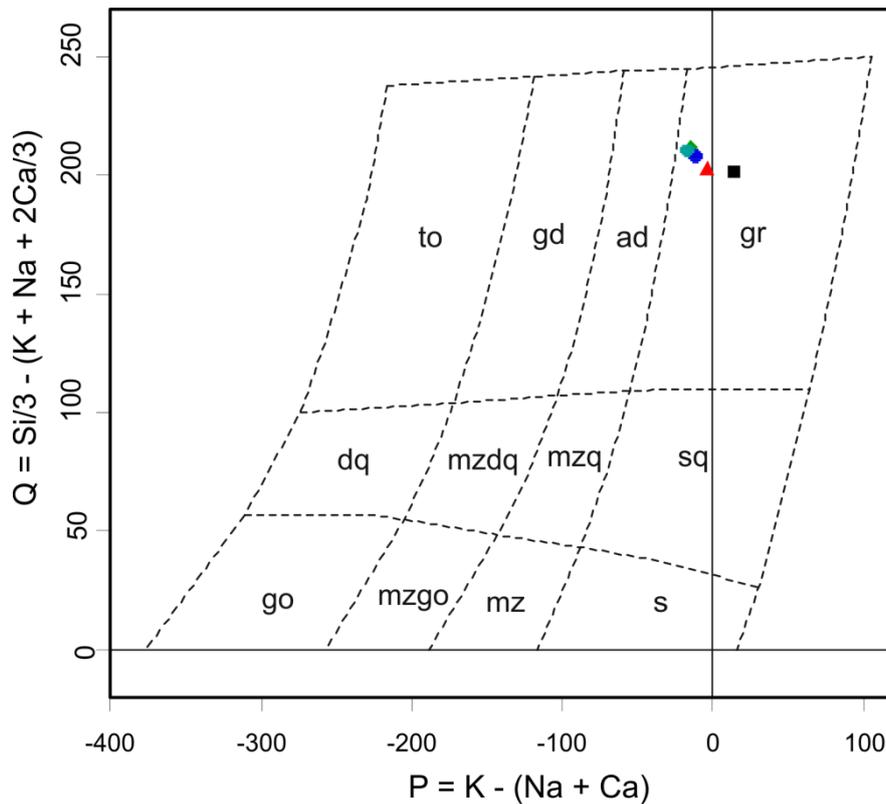


Figura 2.8 - Diagrama de classificação química P-Q de rochas plutônicas, aplicados às amostras analisadas, por Debon & Le Fort (1983).

A rocha exibe moderado conteúdo em álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 8,14 - 8,84$), indicando composição subalcalina e de alto potássio (Figura 2.9 A-B). Possui o índice de saturação em alumina (ISA) fracamente peraluminoso (Figura 2.9 C). Sobre o diagrama de correlação SiO_2 versus $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO}$, as amostras plotam entre os campos alcalino-cálcico a calci-alcalino ($(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{CaO} = 7,97$ a $8,73 \%)$ (Figura 2.9 D)).

Quanto aos elementos traços, as amostras possuem teores entre 50-500 ppm para o Ba, Rb, Sr e Zr, e teores menores que 50 ppm para o Be, Ce, Cs, Ga, Hf, Nb, Ni, Sc, Sn, Sr, Ta, Th, U, Y, Ag, As, Cd, Mo e Be (Tabela 2.1). Destaca-se os teores de Cu (1,3-8,7 ppm), Pb (3-27 ppm), Zn (4-57 ppm) e o Au (1,7-3164,3 ppb), reflexos da presença da paragênese sulfetada e do provável efeito pepita, devido a presença de partículas de ouro em algumas amostras analisadas.

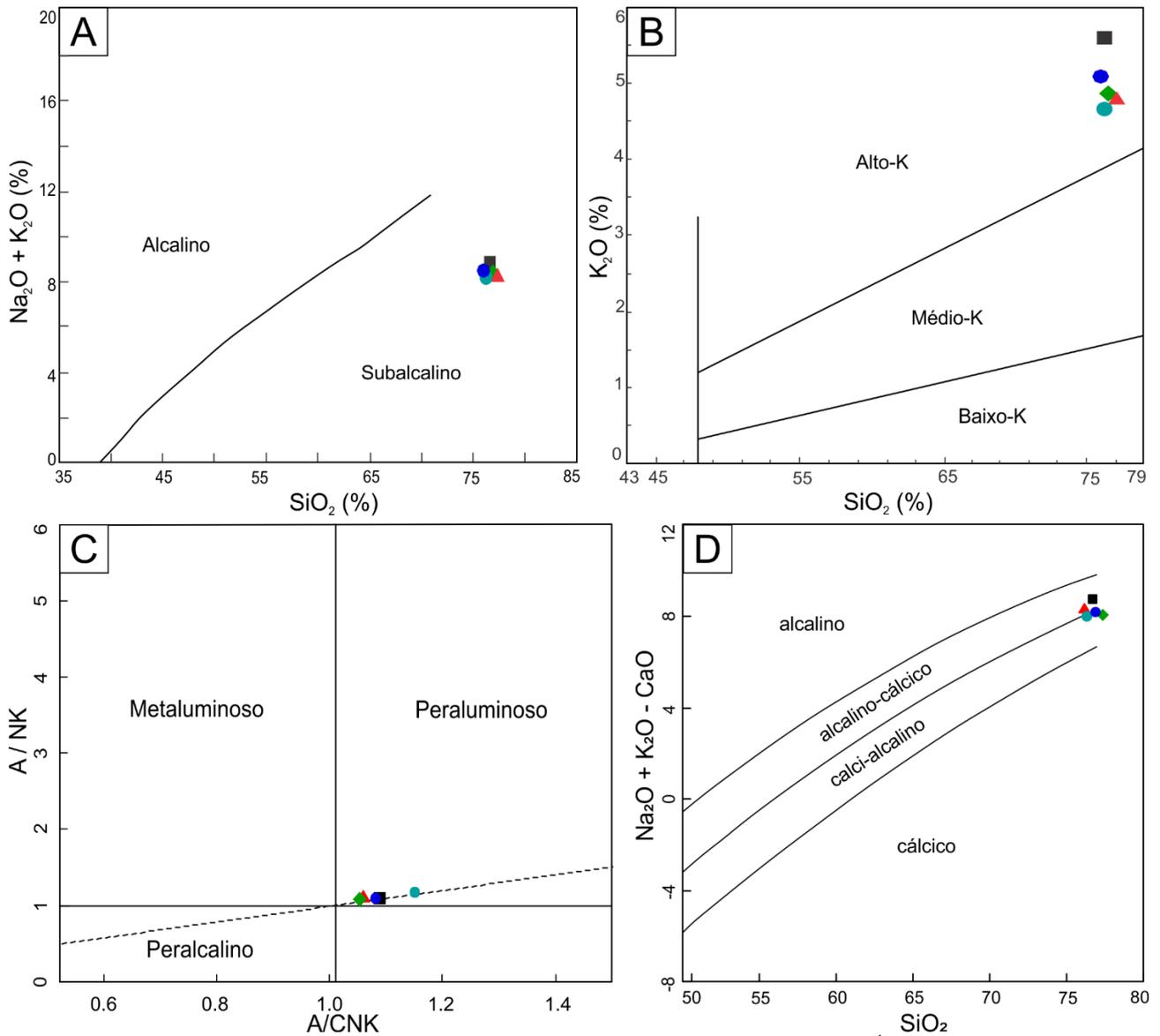


Figura 2.9 -Características geoquímicas da rocha granítica hospedeira do Depósito Serra Alta. A) Índice de alcalinidade segundo Irvine & Baragar (1971); B) Diagrama de correlação entre SiO_2 versus K_2O , mostrando o teor de potássio (Le Maitre *et al.*, 1989); C) Índice de saturação em alumina (ISA) de Shand (1943), onde $\text{A/NK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ e $\text{A/CNK} = \text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$; D) Índice MALI (*modified alkali-lime index* = $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$) x SiO_2 proposto por Frost *et al.* (2001).

Em diagrama multielementar, destacam-se as anomalias positivas em Rb, K, Nd, Sm e Hf, Tb, e anomalias negativas em Ba, Nb, Sr, P, Zr e Ti. Comparativamente, nota-se que o padrão de distribuição multielementar das amostras analisadas é similar ao padrão das rochas da crosta continental superior, de acordo com Thompson (1982, Figura 2.10 A).

Em relação aos elementos terra raras (ETR), as amostras exibem padrão comum, marcado pelo fracionamento entre ETR leves e pesados, separados por marcante anomalia negativa em Eu (**Figura 2.10 B**). O fracionamento nos ETR leves é elevado, cuja razão $[\text{La}/\text{Sm}]_N = 3,30$ a $3,6$, enquanto que o fracionamento entre os ETR pesados é baixo, com razão $[\text{Gd}/\text{Yb}]_N = 1,33$ a $1,72$. Em geral, o fracionamento entre ETR leves e pesados é elevado a moderado, com razão $[\text{La}/\text{Yb}]_N = 6,49$ a $10,58$. A anomalia negativa em Eu é moderada, com $\text{Eu}/\text{Eu}_N = 0,30-0,39$.

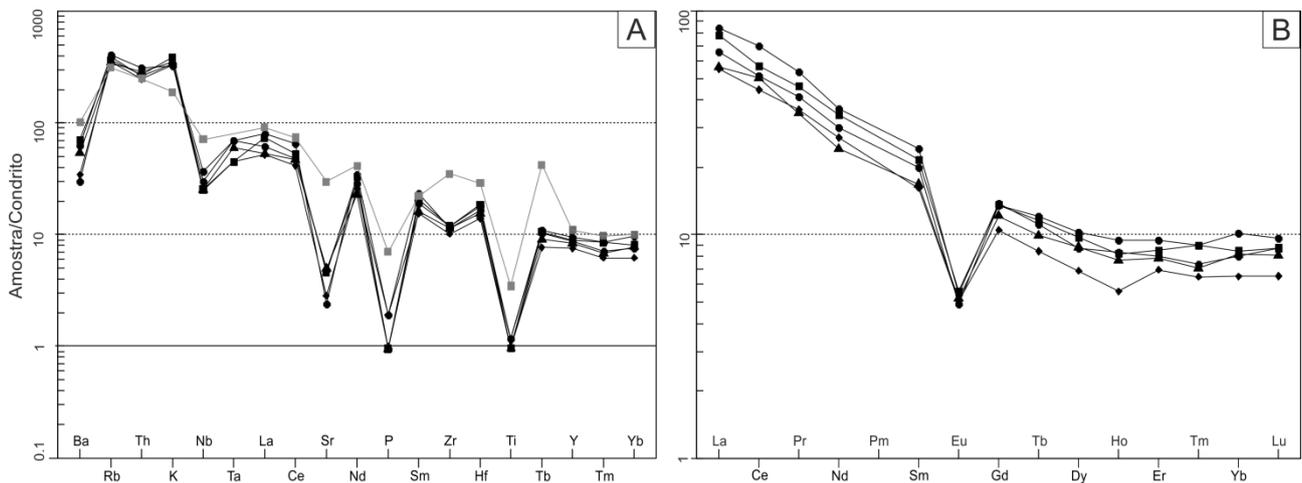


Figura 2.10 -Distribuição de padrão multi-elementar (A) e ETRs (B), normalizados ao padrão do condrito de acordo com Thompson (1982) e Boynton (1984), respectivamente.

2.4.1 Tipologia e ambiência magmática

As amostras analisadas possuem certa afinidade geoquímica com os granitos do tipo A, condizente com as informações geoquímicas existentes na literatura regional (Chaves *et al.*, 2003; 2008). Entretanto, tal afinidade não está perfeitamente caracterizada quando as amostras são plotadas em alguns dos diferentes diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987, Figura 2.11), onde se encontram sobre os campos dos granitos I e S.

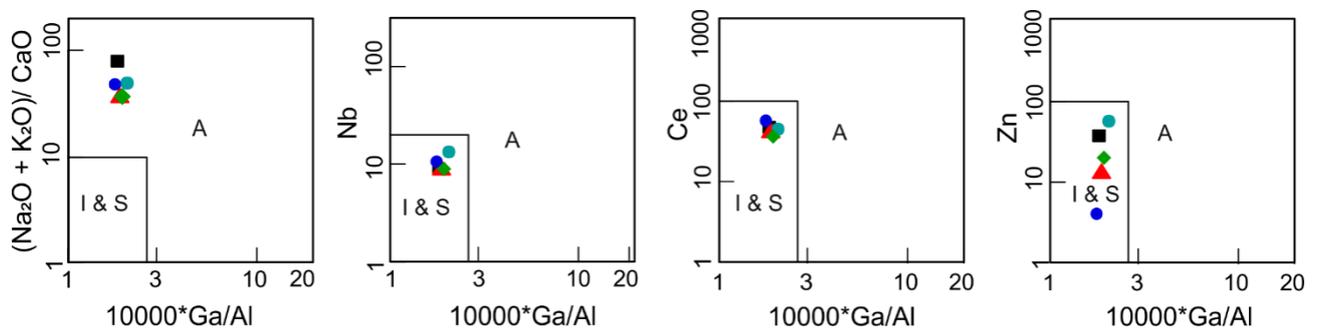


Figura 2.11 -Diagramas discriminantes aplicados para as amostras analisadas e elaborados a partir das correlações entre 10^4Ga/Al x $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{CaO}$, Nb, Ce e Zn. Observar que as amostras do Granito do Carmo que foram analisadas possuem tendências de Granito Tipo-A quando relacionadas aos elementos maiores, porém possuem tendências de granitos do tipo I fracionados quando estão relacionadas aos elementos Nb, Ce e Zn (Whalen *et al.*, 1987).

A origem e classificação de granitos do tipo A tem sido objeto de intensos debates, principalmente quanto às características geoquímicas e ambientes tectônicos. Em geral, granitos do tipo A representam fases magmáticas submetidas a um eficaz processo de fracionamento e têm sido admitidos como característicos de ambientes anorogênicos ou relacionados ao final de um evento orogênico. Tais magmas são ácidos a ultra-ácidos, leucocráticos, cuja cor por ser cinza claro, cor-de-rosa a vermelho claro, com granulação média a grossa e mineralogia marcada pela abundância de feldspato potássico micropertítico, albita, quartzo, biotita \pm anfibólio, tendo como acessórios alanita, zircão, apatita, fluorita e magnetita. Possuem afinidade geoquímica meta a peraluminosa, com elevado conteúdo álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), baixo TiO_2 , CaO , MgO e P_2O_5 , razões

Fe/Fe+Mg e Ga/Al elevadas, altos conteúdos de ETR (exceto Eu), Rb, Ga, Nb, Ta, Y e F e anomalia negativa em Eu (Whalen *et al.*, 1987; Collins *et al.*, 1982; Eby, 1992; Jiang *et al.*, 2009; Champion & Chappell, 1992; Creaser *et al.*, 1991; Sylvester, 1989; Frost & Frost, 2010).

Por outro lado, magmas do tipo I, muito fracionados, podem apresentar características petrográficas e geoquímicas similares aos granitos do tipo A (Whalen *et al.*, 1987; Champion & Chappell, 1992; Jiang *et al.*, 2009; Sylvester, 1989). Gerando assim, dúvidas quanto ao ambiente e efetiva classificação tipológica desses magmas, sobretudo quando aplicados sobre específicos diagramas de correlações geoquímicas. Nesse sentido, Champion & Chappell (1992), discutem que essas semelhanças podem ser derivadas da ação de multi-estágios de fusões parciais, envolvendo protólitos retrabalhados de composição félsica, submetidos a um extensivo fracionamento por um curto período de tempo.

Frost *et al.* (2001) e Frost & Frost (2010), consideram que granitos do tipo A são essencialmente granitos ferrosos e podem possuir assinatura geoquímica metaluminosa, peralcalina e peraluminosa, dependendo da natureza do magma parental diferenciado. Utilizando os parâmetros geoquímicos discutidos por esses autores, nota-se que o Granito do Carmo possui assinatura fracamente peraluminosa e distribui-se entre os campos álcali-cálcico a calci-alcálico (Figura 2.9 C-D). Entretanto, sobre o diagrama FeO/(FeO+MgO) x SiO₂, proposto por Frost *et al.* (2001), constata-se que o Granito do Carmo possui tendência à natureza magnesiana (Figura 2.12).

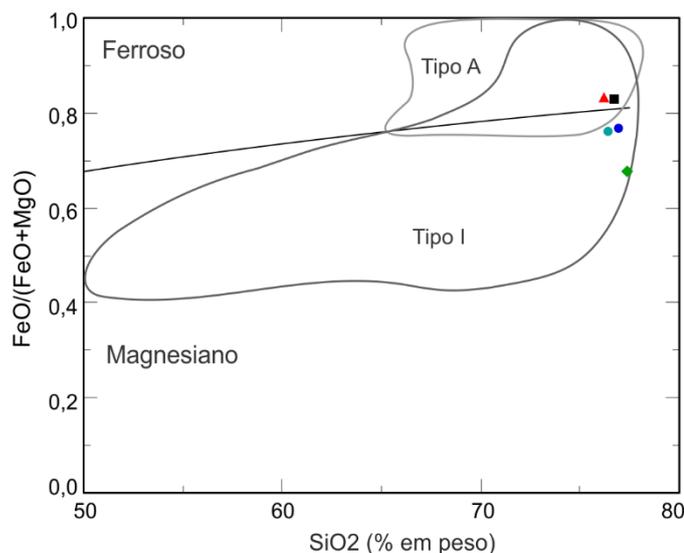


Figura 2.12 - Diagrama de correlação entre SiO₂ (% em peso) versus FeO/(FeO+MgO) segundo Frost *et al.* (2001).

Eby (1992), propôs os diagramas triangulares de correlações entre Nb-Y-Ce e Nb-Y-3Ga, para caracterizar os granitos do tipo A como A₁ (derivados de fontes basálticas de ilhas oceânicas (OIB) alojados em riftes continentais ou durante magmatismo intra-placa) e A₂ (derivados de crosta continental ou como produtos de processo de *underplating* sob crosta continental). Entretanto, o autor chama a atenção de que tais diagramas se destinam apenas para granitos do tipo A segundo a razão Ga/Al de Whalen *et al.* (1987), e plotados no campo dos intra-placa de Pearce *et al.* (1984).

Ainda segundo Eby (1992), a aplicação a razão Eu/Eu^* versus $10^4 \times \text{Ga}/\text{Al}$ e Th pode ser considerada como parâmetro geoquímico para diferenciar granitos do tipo A dos granitos dos tipos I e S. Nesse sentido, as amostras do Granito do Carmo, em ambos diagramas, se distribuem no campo dos granitos do tipo I e S (Figura 2.13).

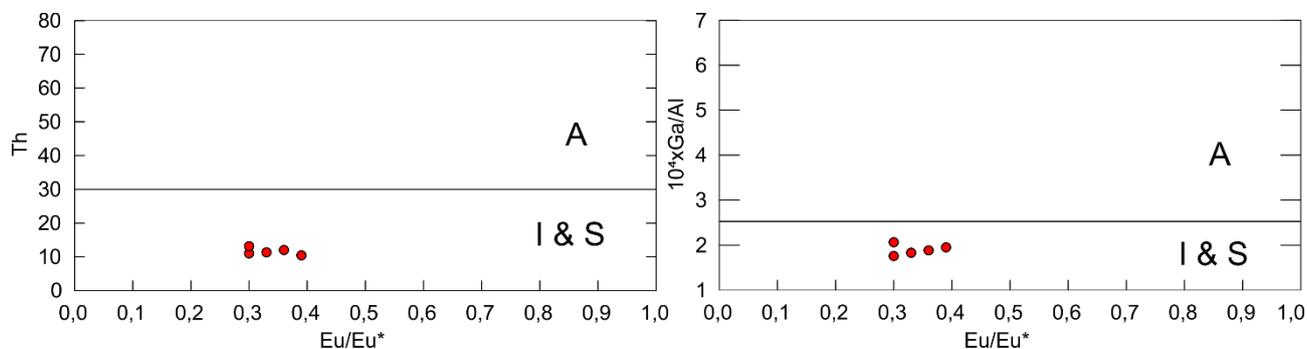


Figura 2.13 -Diagramas de correlação Eu/Eu^* x Th e $10^4 \text{Ga}/\text{Al}$ para diferenciação de granitos tipo I e S de granitos tipo A segundo Eby (1992).

O Granito do Carmo, embora apresente uma forte anomalia negativa em Eu, coerente com granitos do Tipo A, não possui valores muito altos de ETR. Além disso, possui baixas razões de Ga/Al e baixos valores de Nd, Ga, Y, Ta e Rb, diferentemente dos clássicos granitos Tipo A.

Adicionalmente, o diagrama de correlação proposto por Sylvester (1989), Figura 2.14(A), indica que a porção aflorante do Granito do Carmo na área do depósito de ouro Serra Alta, corresponde a um granito do tipo I fortemente fracionado.

Os granitos tipo A são formados geralmente em temperaturas mais altas quando comparados aos granitos do tipo I, gerados a temperaturas mais baixas (Collins *et al.*, 1982; Patino Douce, 1997; Wyborn, 2001). Estudos sobre a temperatura de saturação do zircão têm sido aplicados para determinar a temperatura de cristalização e para a distinção entre granitos tipo A de tipo I muito fracionados. Aplicando o diagrama proposto por Watson & Harrison (1983, 1984), nota-se que as temperaturas de saturação do zircão do Granito do Carmo estão entre 724° e 744°C , evidenciando que essas baixas temperaturas não seriam características de um granito tipo A (Figura 2.14 B).

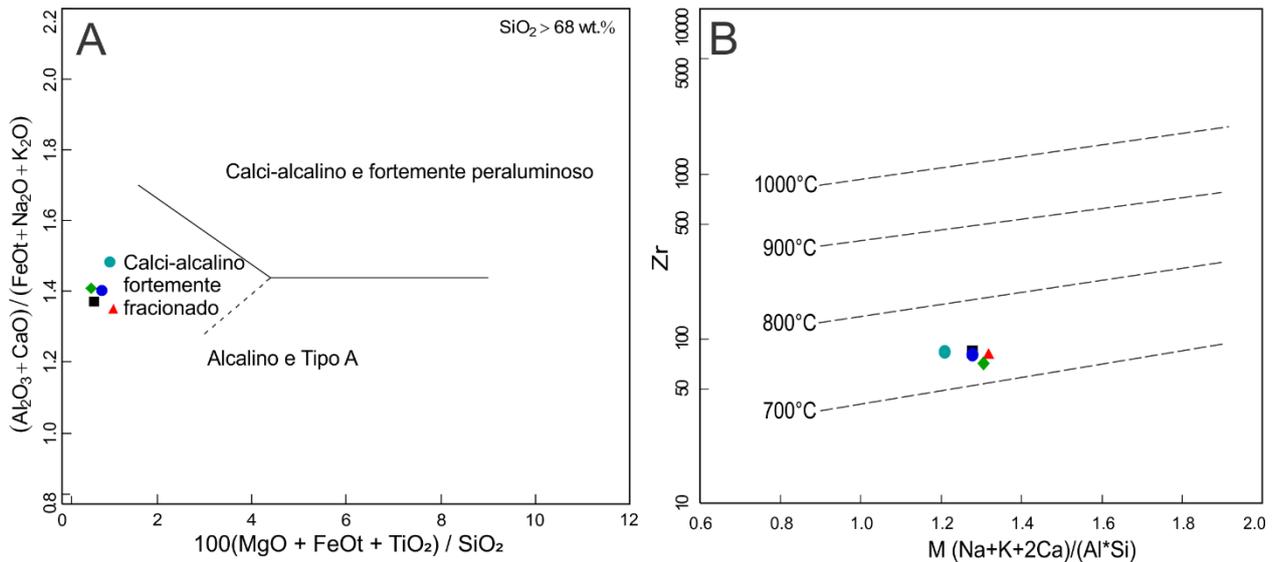


Figura 2.14 - B) Diagrama de correlação $[100(\text{MgO} + \text{FeO}_t + \text{TiO}_2)/\text{SiO}_2]$ versus $[(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO})/(\text{FeO}_t + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})]$ segundo Sylvester (1989); B) Diagrama $[\text{M}(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})/(\text{Al}^*\text{Si})]$ versus Zr para temperatura de saturação do zircão baseado em Watson & Harrison (1983, 1984).

Quanto ao ambiente tectônico, a partir dos diagramas discriminantes implementados através da correlação de elementos de baixa mobilidade, as amostras se distribuem entre os campos de granito de arco vulcânico a pós-colisional (Figura 2.15), segundo Pearce *et al.* (1996) e Harris *et al.* (1986).

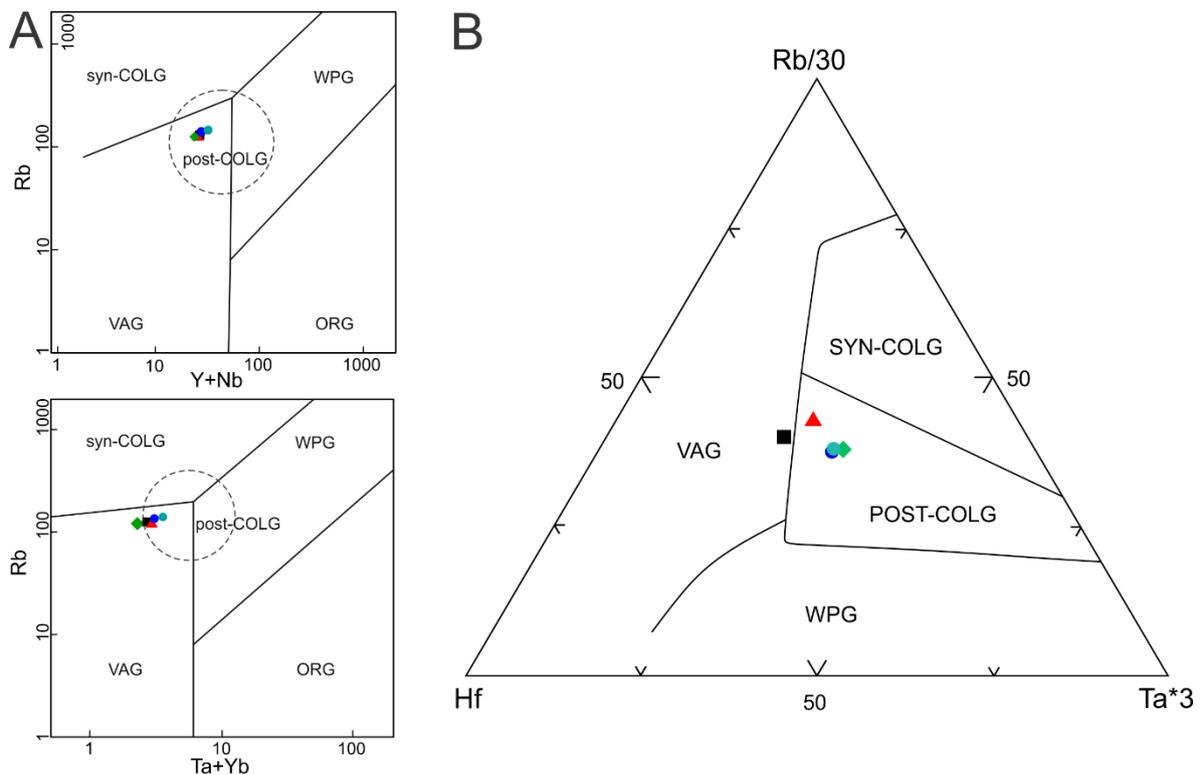


Figura 2.15 -Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos aplicados às amostras da rocha hospedeira do Depósito Serra Alta, segundo: A) Pearce *et al.* (1996) [Syn-COLG = granitos sincolisionais; WPG = granitos intraplaca; VAG = granitos de arco vulcânico; ORG = granitos de cadeia oceânica e Post-COLG = granitos pós-colisionais] e; B) Harris *et al.* (1986).

O campo de granitos de arco vulcânico proposto por Pearce *et al.* (1984) é constituído de dois espectros de rochas e afinidades. Granitos com afinidades de arcos de ilha toleíticos, com geoquímica e origem associadas a basaltos, pertencem ao primeiro espectro. Enquanto que, granitos chilenos intrudidos em margens continentais ativas, especificamente na Cordilheira dos Andes Ocidental, fazem parte do segundo espectro de distribuição. Segundo esses autores, essas intrusões tendem a ter afinidades com séries calci-alcálicas, calci-alcálicas de alto K ou shoshoníticas e são resultantes da subducção da crosta oceânica. Esses granitos distribuem-se predominantemente nos campos de quartzo monzonito, granodiorito e granito (*sensu stricto*), apresentam características de granitos tipo I e podem variar entre assinatura metaluminosa a fracamente peraluminosa. Os granitos chilenos apresentados por Pearce *et al.* (1984) são enfatizados aqui devido às suas semelhanças geoquímicas com o Granito do Carmo, inclusive em relação ao padrão de distribuição multi-elementar apresentado por tais rochas, como se pode observar na Figura 2.16.

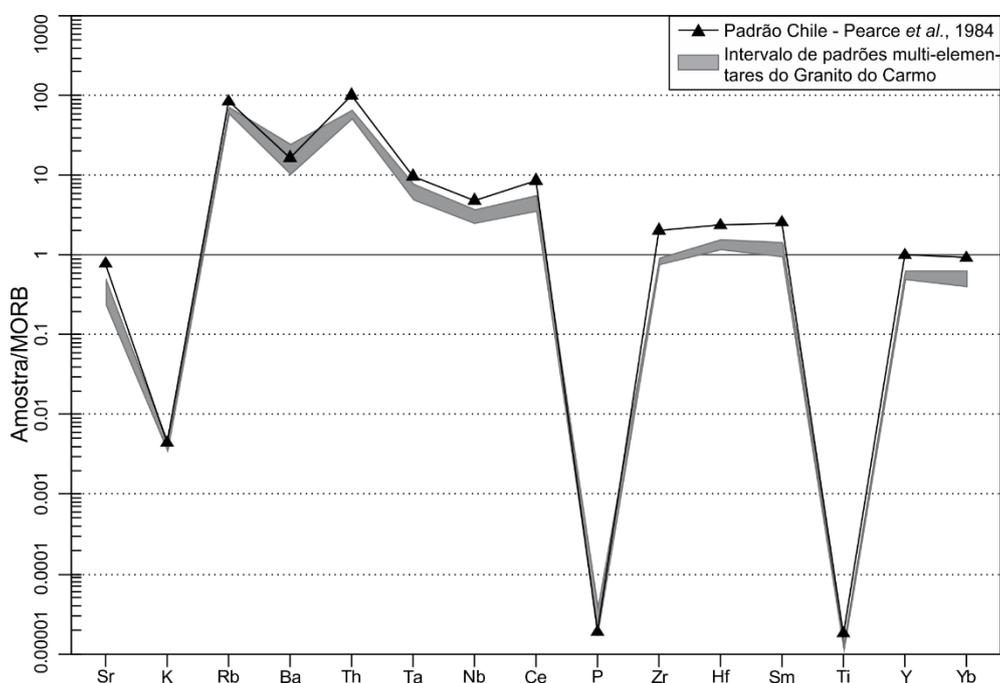


Figura 2.16 - Padrão multi-elementar de análises apresentadas por Pearce *et al.* (1984) os granitos de margem continental ativa versus análises obtidas para o Granito Carmo.

A literatura regional, apoiada em discretas informações geoquímicas, sugere que a Suíte Intrusiva Ipueiras, a qual o Granito do Carmo faz parte, apresenta características de magmatismo do tipo A. Entretanto, as informações aqui apresentadas apontam que a porção estudada do granito do Carmo, representa uma fase mais evoluída/fracionada de um magmatismo do tipo I, alojado em ambiente geotectônico semelhante a um sistema do tipo cordilheirano, produto da interação do choque de placa oceânica com placa continental.

CAPÍTULO 3

3 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

3.1 APRESENTAÇÃO

A geoquímica isotópica se baseia no estudo de isótopos radiogênicos como instrumento para determinação da idade das rochas e minerais, bem como critério geoquímico para o estudo da gênese da rocha.

A granitogênese responsável pela formação da Suíte Intrusiva Ipueiras possui poucos dados geocronológicos e isotópicos disponibilizados, sendo estes presentes em dissertações de mestrados, teses de doutorados e artigos científicos. A Tabela 3.1 apresenta informações a respeito destes dados disponíveis para o Granito do Carmo.

No capítulo presente, são apresentados dados de isótopos radiogênicos de U-Pb e Sm-Nd obtidos no Granito do Carmo, sobre as partes mais preservadas quanto aos efeitos hidrotermais superimpostos à rocha na frente de lavra, objetivando o entendimento da natureza e da evolução magmática do granito.

Tabela 3.1 - Dados isotópicos disponíveis para o Granito do Carmo.

Rocha	Nomenclatura utilizada	Idade	Métodos	Referências
Granito	Suíte Lajeado	1873 ± 25 Ma	Rb-Sr	Costa, 1985; Costa <i>et al.</i> , 1984
Anfibólio granitos e leucogranitos	Granito Lajeado	2000 ± 32 Ma	Pb-Pb em rocha total	Barradas <i>et al.</i> , 1992; Barradas, 1993
Anfibólio granitos e leucogranitos	Granito Lajeado	2025 ± 26 Ma	Pb-Pb em zircão	Sachett, 1996
Hornblenda-biotita monzogranito	Granito do Carmo	2048 ± 13 Ma	U-Pb em zircão	Saboia <i>et al.</i> , 2007

3.2 ISÓTOPOS U-Pb

O sistema isotópico U-Th-Pb vem sendo utilizado para fornecer idades radiométricas desde o século passado, possuindo como princípio básico o decaimento do U e do Th para isótopos estáveis de Pb.

O elemento chumbo (Pb) tem quatro isótopos naturais: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . Os três primeiros são produtos do decaimento do ^{232}Th , ^{235}U e ^{238}U , respectivamente, enquanto o ^{204}Pb não é radiogênico e possui abundância constante desde a origem da Terra, sendo utilizado como isótopo de referência.

Três series independentes de decaimento, com meias-vidas longas e distintas, sustentam a aplicação deste método (Faure, 1986) que podem ser simplificadas pelos isótopos radioativos e radiogênicos finais:

- $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb} + 8 \text{ partículas } \alpha + 6 \text{ partículas } \beta$

- $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb} + 7 \text{ partículas } \alpha + 4 \text{ partículas } \beta$
- $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb} + 6 \text{ partículas } \alpha + 4 \text{ partículas } \beta$

As três séries de decaimento irão fornecer idades concordantes caso um mineral ou rocha se comportem como um sistema fechado. Além disso, cada uma dessas séries pode ser aplicada de forma independente (Ludwing, 1980), de modo que a abundância do isótopo radiogênico e do isótopo radioativo podem ser utilizadas para calcular idades, uma vez conhecidas as respectivas constantes de decaimento.

O mineral a ser utilizado neste método precisa apresentar características como alta concentração de U, baixa ou nenhuma concentração de Pb e necessita reter esses elementos para a redução do processo de difusão e perda dos mesmos. Outro fator importante para a avaliação do mineral a ser utilizado é a quantidade de Pb comum incorporado no mineral no momento da cristalização. Quantidade percentual total de Pb comum em relação ao Pb total demonstra a quantidade Pb inicial no momento da cristalização do mineral, bem como a quantidade de U e idade de cristalização. Em minerais ricos em U, a retenção de isótopos de Pb é alta, em consequência das altas temperaturas de fechamento do sistema isotópico (Dodson, 1973; Stacey & Kramers, 1975; Cumming & Richards, 1975). Dessa forma, as informações fornecidas por esses minerais são importantes e estão relacionadas à idade do magmatismo, metamorfismo e mineralização.

O principal mineral de aplicação é o zircão (Heaman & Parrish, 1991), principalmente devido a sua estabilidade química, mas opções como monazita, perovskita, titanita, badaleíta e o rutilo são também viáveis.

Os dados obtidos são plotados usualmente no diagrama de Wetherill (1956), onde se utiliza as razões $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ versus $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, comparando-os com curvas de referência, denominadas de concórdia. Tais curvas nada mais são do que locais geométricos de mesma idade para os dois sistemas de decaimento que são ampliados desde a idade 0 até o início da Terra (4,6 Ga), ou seja, curvas de referência que relacionam variações isotópicas com tempo geológico. Os dados que não coincidem com a concórdia, chamados pontos discordantes, e quando unidos formam uma reta, denominada de discórdia, que intercepta a curva da concórdia.

Os resultados aqui apresentados fornecem informações a respeito da idade de cristalização do Granito do Carmo, pertencente à Suíte Intrusiva Ipueiras e aflorante na área do Depósito Serra Alta.

3.2.1 RESULTADOS

Na porção estudada do Granito do Carmo, os cristais de zircão exibem formatos prismáticos subédricos a euédricos, cor entre vermelho, amarronzado e rosado, geralmente translúcidos, com tamanhos entre 100 a 300 μm , apresentando zonação interna e normalmente fraturados.

Devido à grande dificuldade em coletar cristais a partir de amostras rochosas, os cristais de zircão da amostra analisada JMSA-SAP, foram coletados a partir do saprolito correspondente ao Granito do Carmo, localizado nas proximidades da frente de lavra Sul. Na Tabela 3.2 é possível observar os dados da amostra gerados por LA-ICP-MS, com o total de 29 cristais de zircão analisados. Contudo, somente a partir de uma população de 22 cristais, foi possível o cálculo da idade em 2083 ± 21 Ma (MSWD = 3.3), demonstrado pelo diagrama da concórdia na Figura 3.1.

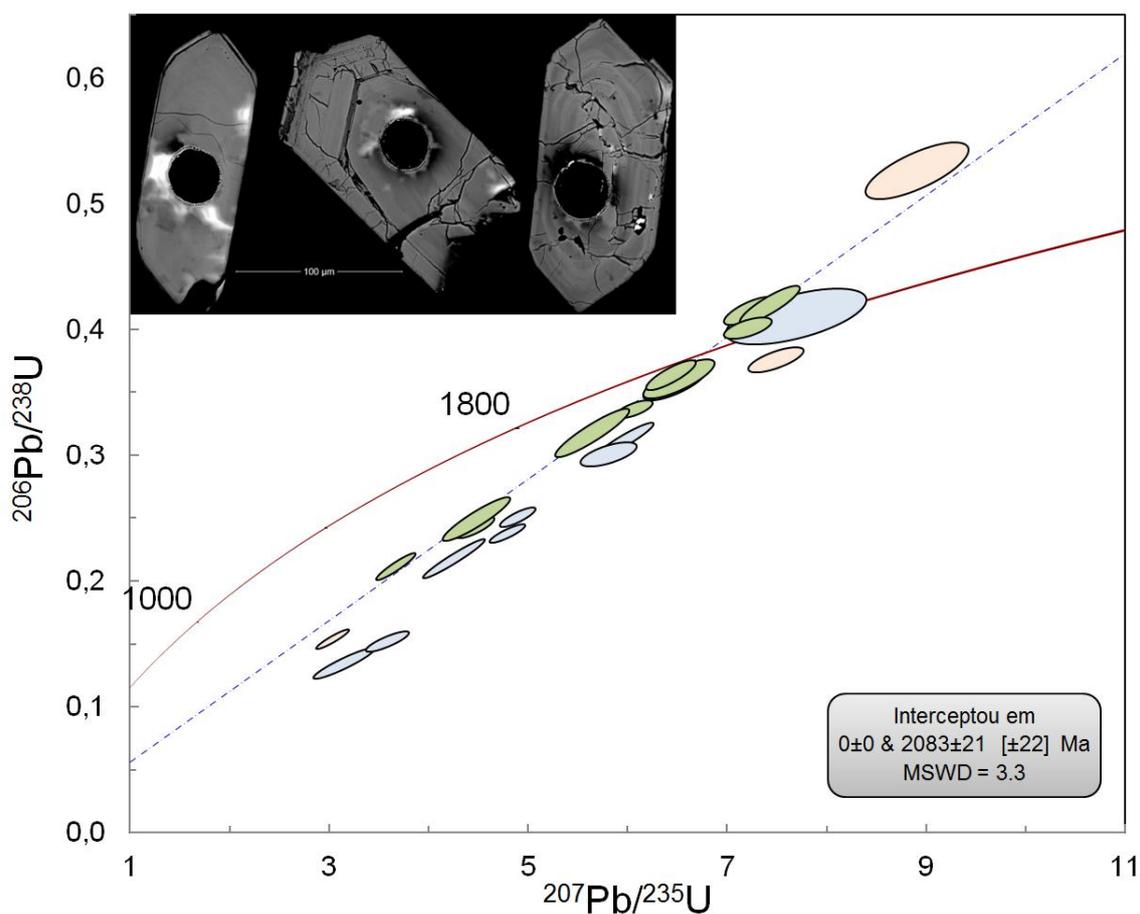


Figura 3.1 - Diagrama da Concórdia para análises obtidas em cristais de zircão da amostra JMSA-SAP, geradas por meio de LA-ICP-MS, apresentando a idade da porção do Granito do Carmo aflorante no Depósito Serra Alta. Imagem dos zircões obtidas investigação por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) realizadas a partir de elétrons retroespalhados (BKS).

Tabela 3.2 - Resumo dos dados obtidos por LA-ICP-MS da amostra JMSA-SAP. Legenda: (*) Cristais de zircão utilizados no cálculo da idade U-Pb.

Amostra JMSA-SAP	Razões isotópicas							Idade (Ma)						Rho	Th/U	Conc.(%)
	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s%	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1s %	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s %	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	2s abs	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	2s abs	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	2s abs			
ZR01*	1340	0,1314	0,63	6,478	31,08	0,3575	424,10	2117	44	1970	51	2043	35	0,75	2,130	6,913
ZR02	922	0,1470	0,91	3,164	188,40	0,1561	3626,28	2311	62	935	98	1448	90	0,95	1,367	59,536
ZR03	833	0,1516	0,90	1,740	510,47	0,0833	10603,22	2364	31	516	87	1024	111	0,99	0,393	78,181
ZR04	317	0,2315	1,69	1,940	411,18	0,0608	12223,68	3063	91	380	55	1095	104	0,93	1,391	87,582
ZR05	288	0,1724	0,71	1,795	347,22	0,0755	7914,35	2581	57	469	54	1044	80	0,96	1,289	81,812
ZR06	10580	0,1227	0,73	8,909	26,49	0,5265	329,21	1996	55	2727	77	2329	43	0,73	0,741	-36,608
ZR07*	500	0,1462	0,34	4,796	31,56	0,2380	554,36	2301	22	1376	33	1784	25	0,87	0,838	40,199
ZR08*	311	0,1696	0,83	3,151	124,94	0,1347	2714,03	2554	47	815	56	1445	60	0,93	2,412	68,108
ZR09*	133073	0,1262	0,02	7,222	19,73	0,4152	258,04	2045	30	2238	40	2139	25	0,75	0,381	-9,455
ZR10*	1085	0,1359	1,34	7,690	48,74	0,4105	543,29	2175	102	2217	83	2195	66	0,60	0,693	-1,929
ZR11*	491	0,1389	0,91	5,971	33,05	0,3118	591,17	2213	21	1749	56	1972	34	0,93	0,382	20,962
ZR12*	4961	0,1310	0,25	6,519	34,26	0,3610	488,89	2111	46	1987	60	2049	39	0,79	0,796	5,867
ZR13*	3083	0,1306	0,17	6,076	20,19	0,3373	252,15	2106	28	1874	28	1987	21	0,69	1,085	11,054
ZR14*	830	0,1332	1,17	4,470	38,88	0,2434	574,07	2141	34	1404	35	1725	29	0,80	1,242	34,410
ZR15*	23574	0,1302	0,20	4,485	68,80	0,2499	1137,61	2100	40	1438	73	1728	51	0,92	0,547	31,537
ZR16	1189	0,1395	0,20	3,226	164,87	0,1677	3083,17	2221	41	1000	95	1463	81	0,97	0,560	54,982
ZR17*	678	0,1415	0,30	4,900	30,72	0,2512	502,06	2245	25	1445	33	1802	25	0,84	0,584	35,667
ZR18*	479	0,1710	1,25	3,589	69,82	0,1522	1397,83	2568	42	913	36	1547	39	0,85	1,457	64,436
ZR19	487	0,1429	0,30	3,040	72,41	0,1543	1330,18	2262	24	925	35	1418	33	0,93	0,363	59,114
ZR20*	1789	0,1287	0,46	5,648	47,79	0,3182	777,09	2081	36	1781	77	1924	46	0,92	2,098	14,394
ZR21*	468	0,1399	1,74	5,812	34,57	0,3013	436,49	2226	51	1698	39	1948	35	0,65	1,583	23,722
ZR22	115	0,4229	6,12	24,126	31,45	0,4137	1422,27	3993	139	2232	220	3274	143	0,78	0,887	44,103
ZR23	243	0,0545	5,48	1,125	2830,01	0,1496	2903,67	392	1170	899	73	765	316	0,14	0,641	-129,179
ZR24*	45423	0,1283	0,08	7,433	22,49	0,4201	346,43	2075	26	2261	55	2165	30	0,87	0,599	-8,947
ZR25	1177	0,1444	0,51	7,493	20,30	0,3764	290,72	2280	34	2060	39	2172	27	0,72	0,267	9,671
ZR26*	1769	0,1302	0,66	7,209	18,85	0,4017	211,33	2100	35	2177	31	2138	24	0,62	0,672	-3,644
ZR27*	2207	0,1257	0,29	3,672	60,23	0,2119	975,56	2039	24	1239	47	1565	35	0,93	0,897	39,230
ZR28*	713	0,1416	0,38	4,260	69,92	0,2182	1314,50	2247	25	1272	66	1686	48	0,96	0,662	43,378
ZR29*	8206	0,1282	0,84	6,439	24,80	0,3644	367,34	2073	28	2003	46	2038	28	0,84	0,569	3,381



3.3 ISÓTOPOS Sm-Nd

O método Sm-Nd se baseia em um isótopo de Sm (^{147}Sm) radioativo que sofre decaimento α para o isótopo de Nd (^{143}Nd). O Sm e Nd são elementos terras raras (ETR) leves com raios iônicos muito próximos, 1,04 e 1,08 Å, respectivamente. Por essas propriedades químicas e nucleares similares, não há separação extensiva entre Sm e Nd em processos geológicos. Outro fator importante da aplicação do método é a longa meia-vida, o que contribui para o aumento da abundância de ^{143}Nd em relação aos outros isótopos de Nd a partir do decaimento do ^{147}Sm .

O sistema Sm-Nd constitui uma ferramenta geocronológica muito importante e com ampla aplicação na determinação de idades de rochas e na determinação temporal de importantes eventos na evolução química da Terra. Em rochas ígneas, esse sistema pode auxiliar também na identificação de domínios com distintas composições químicas, bem como a origem e evolução desses reservatórios no passado.

As concentrações de Sm e Nd aumentam ao longo de processos de fracionamento magmático em minerais silicáticos, conseqüentemente há enriquecimento desses elementos nas crostas continental e oceânica quando comparado ao manto superior. Em geral, com a cristalização fracionada de um magma, ocorre uma concentração maior de Nd em comparação ao Sm, devido ao menor potencial iônico do Nd.

Presume-se que os minerais ou rochas analisadas dispõem de razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ inicial iguais. A quantidade de ^{143}Nd e conseqüentemente da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ tem aumentado com a evolução no tempo geológico em função de decaimento do ^{147}Sm , e, portanto, a razão $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vem sendo reduzida.

O aumento da razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é descrito através de um modelo com base na idade da Terra (4,6 Ga) com sua razão primordial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtida a partir de análises de meteoritos condriticos e rochas terrestres jovens.

A razão primordial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ é vista como a razão homogênea atingida pela Terra durante sua formação, mas anteriormente ao processo de diferenciação entre crosta, manto e núcleo. A partir desse momento essa razão aumenta devido ao crescimento da quantidade de ^{143}Nd . Para poder representar a evolução isotópica do Nd, pressupõe-se que a razão Sm-Nd da Terra é igual a razão encontrada nos reservatórios condriticos (CHUR: *Chondrit Uniform Reservoir*).

De outra forma, a partir da evolução isotópica do Nd, assume-se também que a diferenciação do manto foi responsável pela formação de reservatórios com distintas razões



Sm/Nd. A diferenciação de magmas para a formação de crosta foi acompanhada pelo fracionamento entre o Sm e Nd, o que possibilitou a concentração de Nd quando comparado ao Sm em ambientes crustais. Nesse modelo, os reservatórios mantélicos empobrecidos (DM: *Depleted Mantle*) passaram por empobrecimento de Nd em relação ao Sm, o que possibilitou maiores valores de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ao longo tempo, quando comparados ao CHUR.

Com base na evolução isotópica do Nd, o método Sm-Nd possibilita o cálculo de idades modelos, que se baseiam na premissa de que a razão Sm-Nd variou com o processo de formação da crosta a partir da extração de magmas mantélicos. A idade modelo que relaciona o tempo ocorrido após a extração de um magma de composição equivalente ao reservatório condrítico, é denominada de T_{CHUR} . Já a idade modelo intitulada de T_{DM} , é correspondente ao tempo decorrido após a geração de uma rocha através de um magma com características equivalentes ao manto empobrecido.

A razão inicial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ também é um critério significativo disponibilizado pelo método Sm-Nd. As razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ podem ser apresentadas pelo parâmetro ϵ_{Nd} que possui o valor determinado pela comparação entre a amostra e o modelo adotado (CHUR ou DM). Os valores relativos ao $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ são correspondentes ao tempo presente, e o cálculo é realizado a partir dos dados de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtidos em laboratório. O $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ é relacionado à composição isotópica da crosta quando gerada e é semelhante à assinatura da fonte. Valores de ϵ_{Nd} positivos indicam fontes mantélicas e empobrecidas em Nd, enquanto que valores negativos de ϵ_{Nd} , indicam fontes enriquecidas e provenientes de fusão crustal. A intersecção do ϵ_{Nd} com a curva DM resulta em uma idade modelo T_{DM} , do mesmo modo que, a idade modelo T_{CHUR} é resultante do intercepto do ϵ_{Nd} com a curva CHUR. De acordo com DePaolo (1981), as idades T_{DM} são mais precisas e mais significativas geologicamente do que as idades T_{CHUR} , por isso, opta-se pelo uso das idades T_{DM} .

3.3.1 RESULTADOS

Foram realizadas análises isotópicas de Sm-Nd em duas amostras representativas e melhor preservadas do Granito do Carmo aflorante no Depósito Serra Alta, cujos dados estão apresentados na Tabela 3.3.

Tabela 3.3 -Composição isotópica Sm-Nd para a porção do Granito do Carmo aflorante no Depósito Serra Alta.

Amostras	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ($\pm 2\text{SE}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} (0, Ga)	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	T_{DM} (T, Ga)
JMSA-014	4,098	18,524	0,1337	$0,511908 \pm 7$	-14,24	2,15	3,35	2,07
JMSA-015	4,244	20,526	0,1250	$0,511844 \pm 5$	-15,48	2,05	3,52	1,99



Os valores das idades-modelo (T_{DM}) e do ϵ_{Nd} das amostras foram calculadas baseadas no modelo do manto empobrecido, de acordo com os parâmetros propostos por DePaolo (1981). Os cálculos feitos para $\epsilon_{Nd}(T)$ foram realizados a partir da idade de 2083 Ma para ambas as amostras, e observa-se que os valores são positivos indicando fonte juvenil para a porção do Granito do Carmo estudada. Os dados acima exibem conteúdos de Sm e Nd similares para tais amostras, com razões $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ entre 0,125 e 0,1337. Os cálculos feitos para $T_{DM}(T)$ também foram realizados a partir da idade de 2083 Ma, porém, esses valores resultantes mais baixos que os valores da idade U-Pb, provavelmente se deve ao alto grau de fracionamento da rocha e a alteração hidrotermal sobreposta, processos esses que favorecem a abertura do sistema isotópico Sm-Nd. O diagrama de correlação ϵ_{Nd} versus T (Figura 3.2), exibe a evolução dos padrões de Nd para as amostras analisadas.

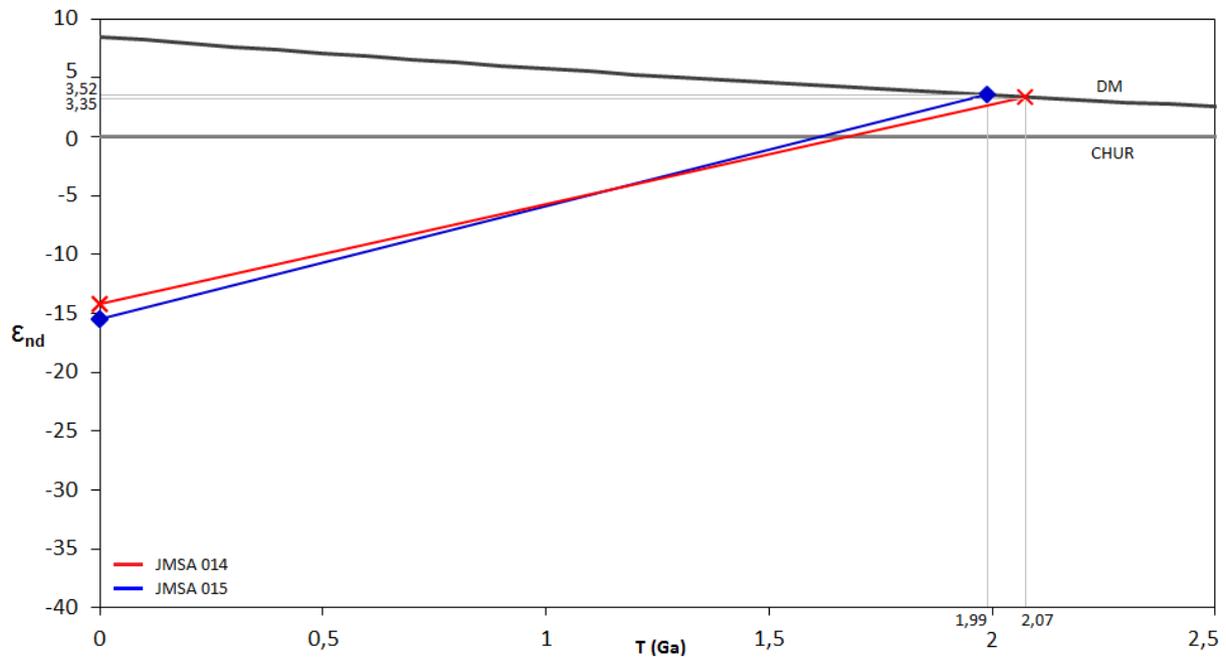


Figura 3.2 - Evolução isotópica Sm-Nd, com idades e ϵ_{Nd} , para a porção estudada do Granito do Carmo.



CAPÍTULO 4

4 SISTEMA MINERALIZADO DO DEPÓSITO DE Au SERRA ALTA

4.1 APRESENTAÇÃO

As informações de campo obtidas nas frentes de lavra do Depósito Serra Alta permitiram identificar que a mineralização aurífera está hospedada na porção de cúpula do Granito do Carmo. Essa mineralização ocorre encapsulada em um sistema de veios e vênulas com direções principais NE-SW e NW-SE, comumente associados a zonas de alteração hidrotermal. Esse sistema de veios e vênulas, tipo filoneano, é preenchido por quartzo associado a ouro e sulfetos (pirita, galena, esfalerita e calcopirita), enquanto que a alteração hidrotermal é representada por zonas fílica a propilítica, além de sulfetação e silicificação.

Nesse tópico irá ser abordado sobre as formas de distribuição de veios, vênulas e zonas hidrotermais, na cúpula granítica. Também será discutido sobre a cronologia desses eventos, a sucessão da paragênese mineral sulfetada e suas relações com o ouro, completando a discussão com dados de estudos de inclusões fluidas.

4.2 SISTEMAS DE VEIOS E VÊNULAS

No depósito Serra Alta, o Granito do Carmo hospeda um sistema de veios e vênulas NE-SW e NW-SE, que se inter cruzam, e ocorrem praticamente em toda área do depósito, porém com ocorrência expressiva na região de cúpula do granito (Figura 4.1). Levantamentos de campo, associado a informações de sondagem exploratória, permitiram a equipe de técnicos da empresa Monte Sinai Mineração Ltda., elaborar uma seção geológica na área de lavra do Bloco Sul, onde se pode observar as relações estruturais ente os dois principais sistemas de veios (Figura 4.1 B).

O sistema NW-SE exibe dimensões milimétricas a centimétricas e é composto por duas associações minerais: a) preenchido por mica branca + clorita + carbonato \pm sulfetos e quartzo; e b) preenchido essencialmente por sulfetos + ouro \pm quartzo. Normalmente, esse segundo grupo tem bordas contornadas, de modo descontínuo, pela associação de minerais do primeiro grupo. Em geral, as observações de campo mostram que esse sistema NW-SE representa uma primeira fase de fraturamento e preenchimento na cúpula granítica.

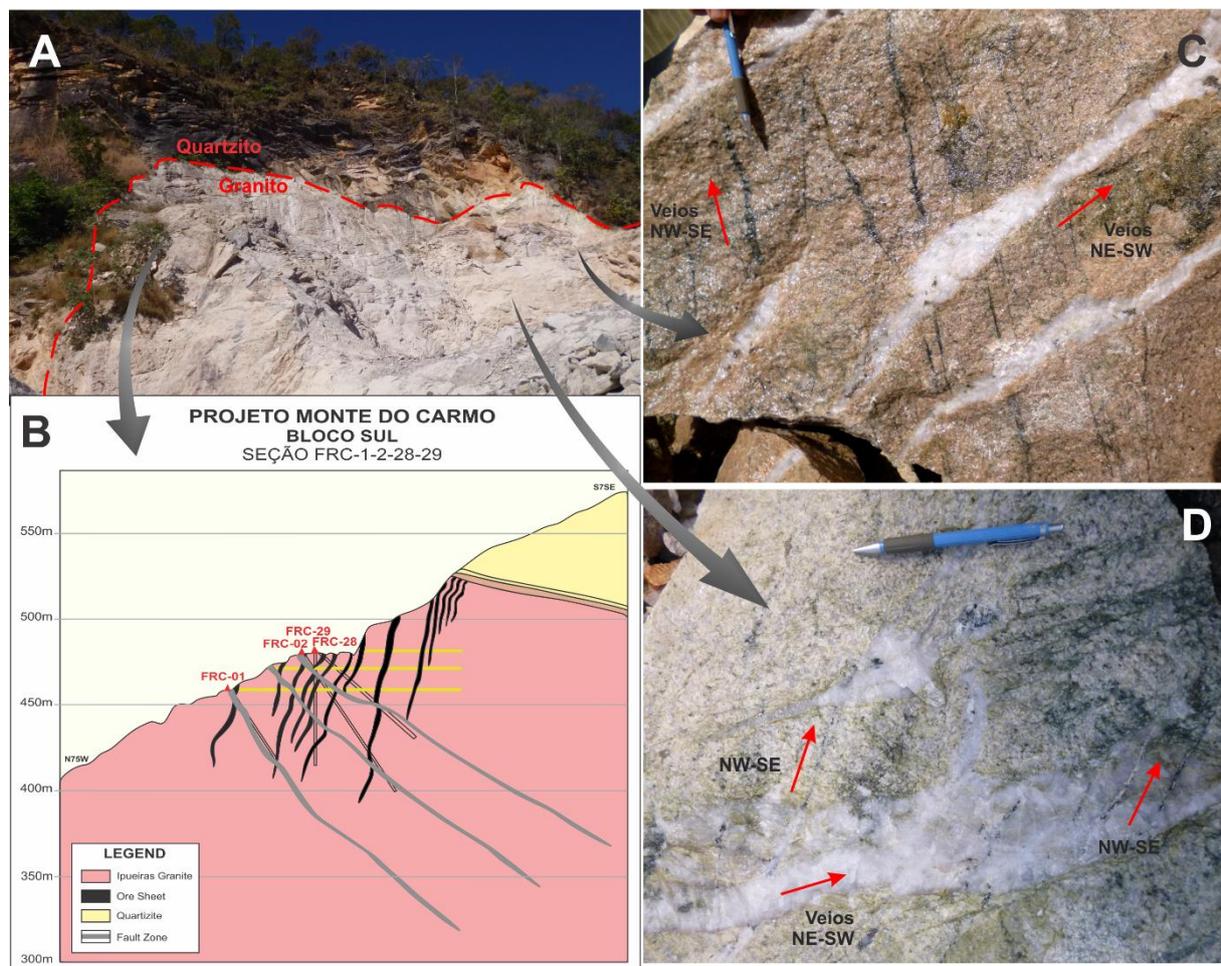


Figura 4.1 - A) Fotografia da porção de cúpula, onde o granito se encontra em contato com o quartzito, observado na frente de Lavra Sul; B) Mapa preliminar e interno da empresa Monte Sinai Mineração Ltda., para essa mesma frente de lavra - denominada de Bloco Sul - com furos de sonda, mostrando a relação granito-quartzito, os veios compostos predominantemente por quartzo, denominados de *fault zone*, inter cruzando com os veios sulfetados, chamados de *Ore sheets*; C) Fotografia mostrando a relação de veios NW-SE sendo cortados por veios NE-SW; D) Fotografia a qual se observa os veios de NW-SE sendo truncados por veios NE-SW, bem como a reabertura e preenchimento de vênulas do sistema NW-SE, sobre veios NE-SW.

O sistema NE-SW também são milimétricos a centimétricos, porém tendem a ser mais espessos e a truncar os veios e vênulas do sistema anterior (Figura 4.1C). São compostos predominantemente por cristas de quartzo leitoso, moderadamente fraturados e exibindo granulação média a grossa. Entretanto, exibem bordas e zonas internas de dilatação, frequentemente preenchidas pela associação de minerais sulfetados e ouro, além de raros agregados de mica branca + clorita + carbonato. Nesse sistema, o ouro também pode ocorrer livre, isto é, preenchendo fissuras no veio de quartzo.

Ocasionalmente é identificado uma fase de reabertura e preenchimento do sistema NW-SE, agora transpassando o sistema de veios de quartzo leitoso NE-SW (Figura 4.1D). Esse representa a última fase de dilatação registrada na cúpula granítica. Mostra-se preenchido por agregados de clorita + mica branca + carbonato \pm pirita e tem característica de venulação.



A presença de distintas fases de dilatação em sistemas filoneanos, é indicativa de sucessivos episódios de reabertura e preenchimento de fissuras, os quais são independentes, porém podem ocorrer simultaneamente ou separados por um curto intervalo de tempo. Tal característica denuncia o efetivo e prolongado processo de circulação convectiva de fluidos hidrotermais, favorecendo a combinação de sucessivos eventos de fraturamento na cúpula, produtos do aumento da pressão de fluidos hidrotermais confinados (Jensen & Bateman, 1981; Guha *et al.*, 1983; Foxford *et al.*, 2000).

O desenvolvimento dessas estruturas mostra a atuação do sistema hidrotermal - resultado provavelmente da exsolução de soluções aquosas provenientes do magma granítico –que proporcionou a circulação de fluidos quentes, bem como crescimento mineral nas zonas de alívio, e substituição, zoneamento e incrustação mineral.

4.3 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

O processo hidrotermal no Depósito Serra Alta se desenvolveu de forma bastante heterogênea e pervasiva na cúpula do Granito do Carmo. Tal processo manteve áreas aparentemente preservadas da ação hidrotermal em contato com áreas moderada a altamente hidrotermalizadas. Nesse contexto, identificamos três tipos de alteração hidrotermal: alteração propilítica, sulfetação e silicificação. Entretanto, essas zonas hidrotermais geralmente se mostram sobrepostas, dificultando assim uma melhor análise temporal desses eventos.

A ocorrência dos minerais hidrotermais é marcada por dois padrões distintos. O primeiro padrão relaciona-se à formação de neo-minerais como substituição de minerais primários, principalmente dos feldspatos. Enquanto que, o segundo padrão é caracterizado pela presença desses minerais hidrotermais preenchendo veios e vênulas geradas durante fase fraturamento rúptil-dúctil.

4.3.1 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA

Aparentemente esta é a primeira fase da alteração que se deu pela substituição pervasiva de minerais primários do granito por minerais hidrotermais (Figura 4.2). Os feldspatos foram substituídos por agregados de muscovita + clorita + carbonato \pm albita \pm minerais de Ti (ilmenita, rutilo e titanita). Essa paragênese mineral hidrotermal forma o tipo de alteração denominada como propilítica. Tal associação mineral hidrotermal também ocorre preenchendo vênulas milimétricas a centimétricas, as quais correspondem ao primeiro evento de formação de zonas distensivas na cúpula granítica.

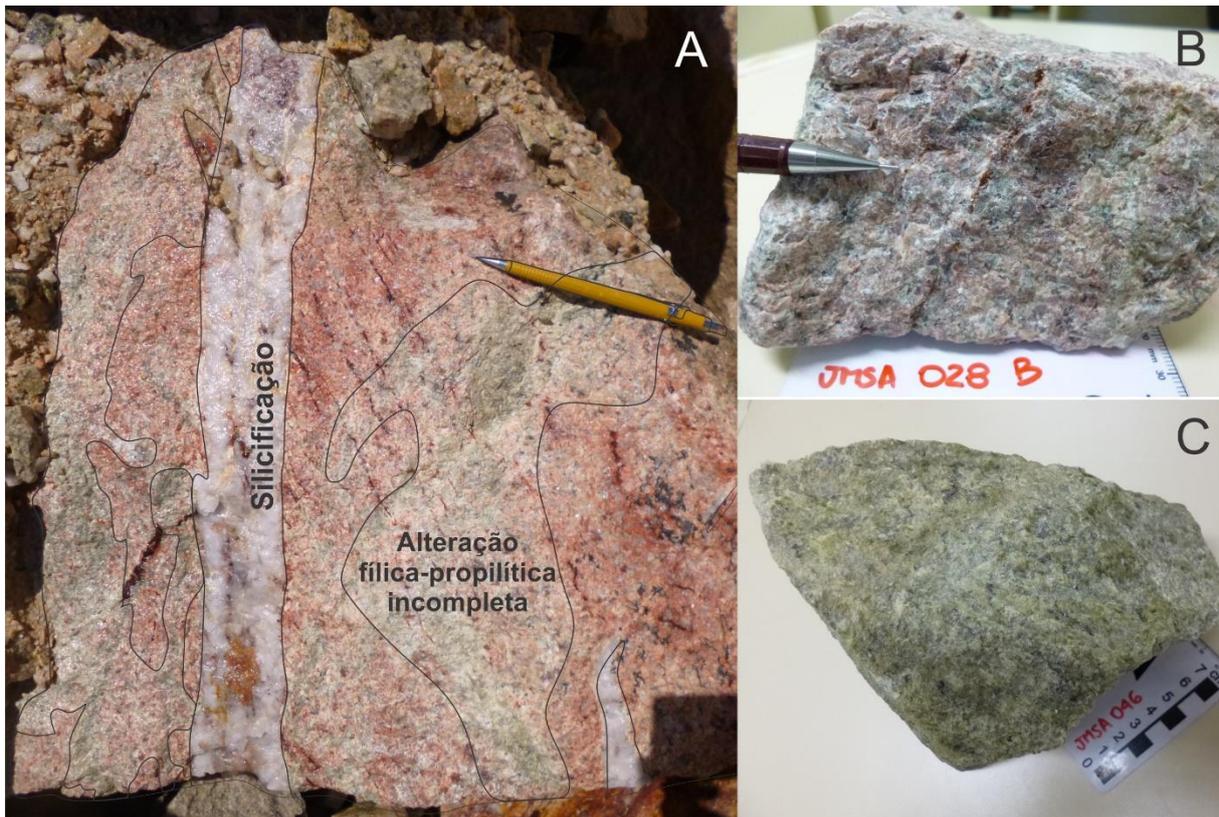


Figura 4.2 – A) Amostra retirada da frente de lavra Sul onde observa-se a alteração propilítica agindo de modo pervasivo sobre o granito; B) e C) Amostras onde é possível observar a mineralogia essencial que compõe a alteração propilítica macroscopicamente. Observar as porções mais esverdeadas, onde a presença de muscovita e clorita são marcantes.

A mica branca hidrotermal ocorre sob duas formas distintas: 1) agregados de microcristais lamelares – forma mais comum; e 2) cristais euédricos disseminados (Figura 4.3 A-F, K, M). Os agregados microlamelares de muscovita são observados tanto na alteração de minerais primários (Figura 4.3 C, D), como em preenchimento de cavidades (principalmente veios e vênulas), enquanto que os cristais euédricos ocorrem essencialmente preenchendo cavidades.

Estes cristais ocorrem sob a forma de lamelas bem desenvolvidas, geralmente formando estruturas radiais e raramente tabulares a pseudo sigmoidais, que possuem tamanhos variando entre 0,2 – 0,9 mm (Figura 4.3 C-F, M). De acordo com análises de química mineral, essa mica possui composições que variam de muscovita a fengita (Figura 2.6, Tabela 7.5 e Tabela 7.6 em Anexo), sem distinções de composição quanto à forma de ocorrência, e apresentam baixos valores de Al^{iv} , Na e Al^{iv}/Al^{vi} e altos valores de Fe, Ti e Si/Al^{vi} em comparação à muscovita primária, conforme discutido no capítulo 2 (ver Figura 2.7).

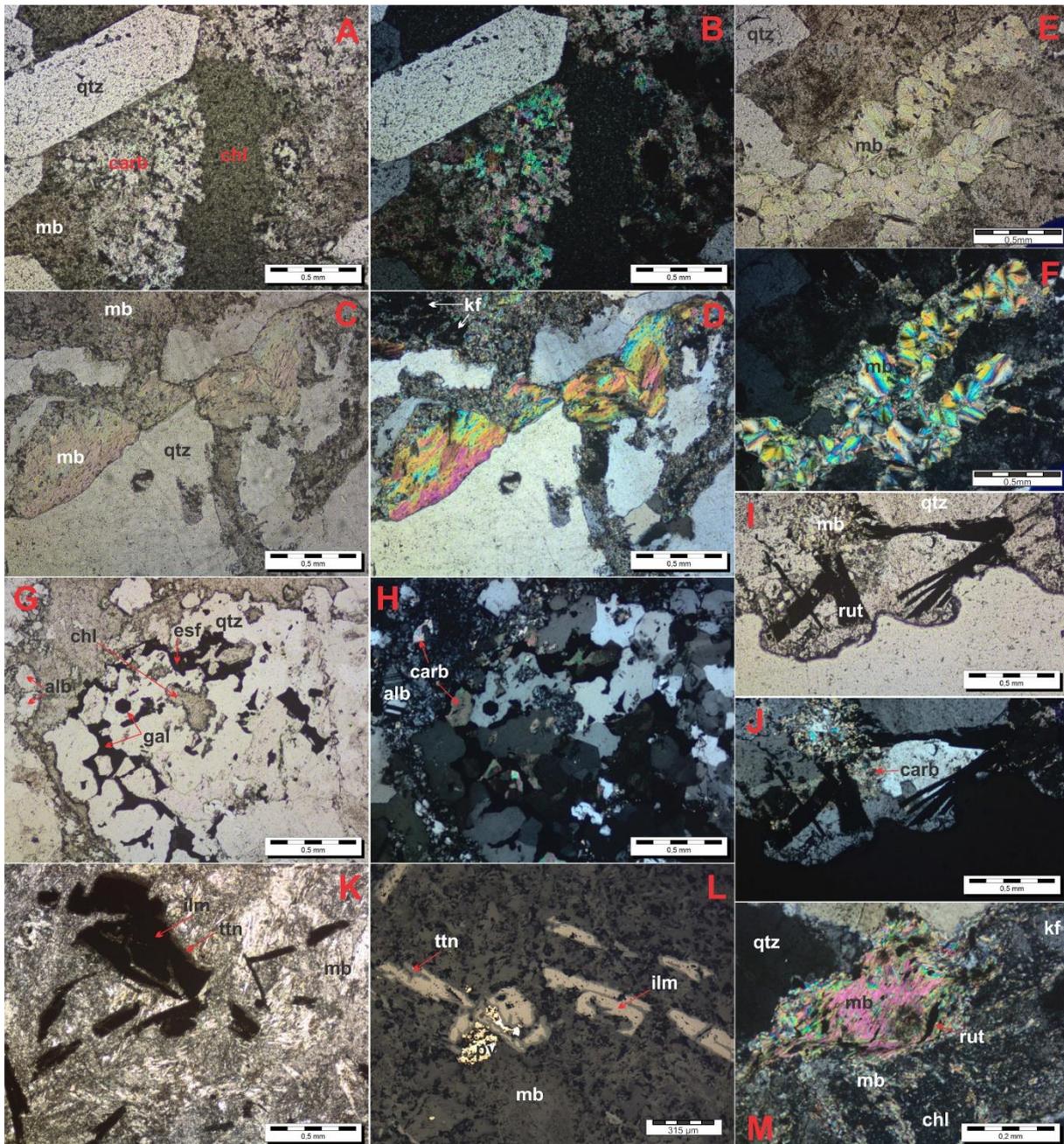


Figura 4.3 - Fotomicrografias: A) e B) N// e NX da constituição principal da alteração propilítica, composta por muscovita + clorita + carbonato ± quartzo euédrico; C) e D) N// e NX que mostram a ocorrência da muscovita como mineral secundário: diretamente relacionada a alteração de minerais primários e relacionada a preenchimento de vênulas exibindo lamelas bem desenvolvidas; E) e F) N// e NX evidenciando novamente a ocorrência de muscovita com lamelas bem desenvolvidas exibindo formato radial; G) e H) N// e NX mostrando a alteração propilítica agindo de modo persuasivo, com presença de clorita, carbonato, albite neoformada e quartzo, além de sulfetos como galena e esfalerita; I) e J) N// e NX// evidenciando a presença de rutilo acicular associado a alteração fílica a propilítica; K) e L) Luz transmitida em N// e luz refletida, respectivamente, mostrando a relação de cristais aciculares de ilmenita com bordas de exsolução de titanita em meio a alteração fílica; e M) NX evidenciando mais uma vez a relação da muscovita secundária + clorita como alteração de minerais primário, bem como atuando no preenchimento de cavidades, com suas lamelas bem desenvolvidas exibindo formato pseudo sigmoidal e com presença de cristais de rutilo inseridos em sua estrutura. Legenda: qtz = quartzo; carb = carbonato; chl= clorita; mb = muscovita; kf = feldspato potássico; alb = albite; rut = rutilo; esf = esfalerita; gal = galena; ilm = ilmenita; ttn = titanita; py = pirita.

A clorita ocorre em padrões muito semelhantes à mica branca hidrotermal: 1) como agregados de microlamelas que substituem minerais primários e preenchem veios, vênulas e cavidades (Figura 4.3 A-B, G); e 2) raramente como cristais euédricos, com tamanhos variando entre 0,1 a 0,3 mm, lamelas bem desenvolvidas geralmente em formato radial e que preenchem



estes mesmo espaços. Análises de química mineral revelaram que a clorita possui composições equivalentes a ripidolita a daphnita (exceto por um ponto equivalente a brunsvigita; Tabela 7.17 e Tabela 7.18), como observado no diagrama discriminante da Figura 4.3, sem distinção de classificação entre os dois tipos de ocorrência. Entretanto, os cristais de clorita euédrica analisados possuem somente menores teores de Si, quando comparados às análises feitas para nos agregados de microcristais (Figura 4.4).

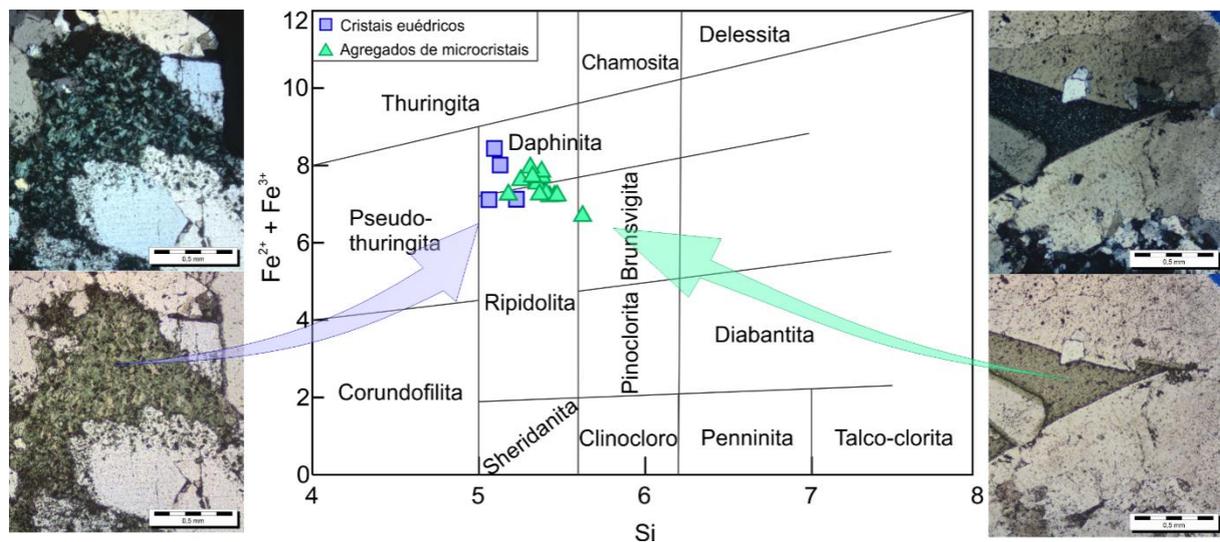


Figura 4.4 - Diagrama discriminante de cloritas (Hey, 1954). Observa-se que as composições das cloritas normalmente variam basicamente de ripidolita a daphnita e que as lamelas de cloritas bem formadas possuem menor conteúdo de Si do que as cloritas que fazem parte de agregados de microlamelas.

O carbonato ocorre como alteração da albita primária, bem como em “massas” de alteração e como preenchimento de veios, vênulas e cavidades (Figura 4.3 A-B, G-J). Normalmente se apresenta de forma subédrica a euédrica, com suas três direções de clivagens bem evidenciadas que marcam seu hábito romboédrico. Os cristais de carbonato possuem tamanhos que variam entre granulação muito fina a cristais de até 0,5 mm. Análises de microsonda indicam que tais carbonatos são principalmente calcita e dolomita, com contribuições subordinadas de siderita.

Os minerais de titânio ocorrem ocasionalmente e são representados pela ilmenita (FeTiO_2), rutilo (TiO_2) e titanita (CaTiOSiO_4). Esses minerais estão preferencialmente associados à fase hidrotermal pervasiva propilítica, onde ilmenita ocorre como cristais aciculares dispersos com tamanho entre 0,2 a 1,2 mm e normalmente exibindo borda de exsolução de titanita (Figura 4.3 K-L), provavelmente associada ao abaixamento da temperatura ou mudanças nas condições de $f\text{O}_2$ (Lattard, 1995). Enquanto que, o rutilo ocorre como cristais aciculares a pseudo sigmoidais, que variam entre 0,05 a 0,7 mm (Figura 4.3 I-J, M). As análises de química mineral foram realizadas para simples confirmação das interpretações petrográficas e não formam volume significativo para



utilização em diagramas binários ou de classificação, entretanto, os dados se encontram na Tabela 7.19, em anexo.

4.3.2 SULFETAÇÃO

É marcada pela associação pirita, galena, esfalerita e calcopirita \pm covelita \pm quartzo (Figura 4.5 e Figura 4.6 A,D), normalmente como preenchimento de veios e vênulas, cujas bordas são frequentemente formadas pela associação fengita-carbonato-clorita. Nessa fase o ouro pode ocorrer associado e/ou incluso em pirita (Figura 4.5 D).

A esfalerita ocorre como nódulos ou massas irregulares sobre as quais se desenvolvem os demais minerais sulfetados que se moldam a interstícios disseminados. Comumente observam-se inclusões e exsolução de calcopirita, desenvolvendo arranjo do tipo *disease* (Figura 4.6 B, D). De acordo com Barton & Bethke (1987), essa presença marcante de calcopirita na esfalerita é normalmente atribuída como exsolução, no entanto, provavelmente isso pode ser resultado da substituição de Fe existente na esfalerita por agregados de cristais de calcopirita e esfalerita com baixo conteúdo de Fe, em temperaturas moderadas, que variam de 200 a 400°C. Análises por microsonda eletrônica revelaram que os cristais de esfalerita são homogêneos, apresentando porcentagem atômica de Zn = 46-50%, S = 48-50%, Fe = 0,2-0,3%, além de traços de Cd, Mo e Cu (Tabela 7.13 e Tabela 7.14 em anexo). O Fe pode ocorrer em substituição acoplada na posição do Zn na fórmula estrutural da esfalerita (Zn,Fe)S.

A calcopirita ocorre principalmente associada à esfalerita, como inclusões e exsoluções (Figura 4.6 B, D). Ocorre também intercrescida junto a agregados de pirita-galena-esfalerita formando massas irregulares (Figura 4.5 C, E). Análises de química mineral indicam composição também homogênea para os cristais de calcopirita, formada por Cu = 24,9-25,4%, Fe = 24,5-25,1% e S = 49,5-50%, numa relação de proporção = 1:1:2. Foram ainda identificados traços de Zn e Mo (Tabela 7.15 e Tabela 7.16, em anexo). Ocasionalmente, a calcopirita ocorre substituída por covelita ao longo de fraturas (Figura 4.6 C). Essa relação pode ser explicada por alguma instabilidade ocorrida no sistema que levou a liberação de Fe²⁺ da calcopirita e consequente formação da covelita (CuS).

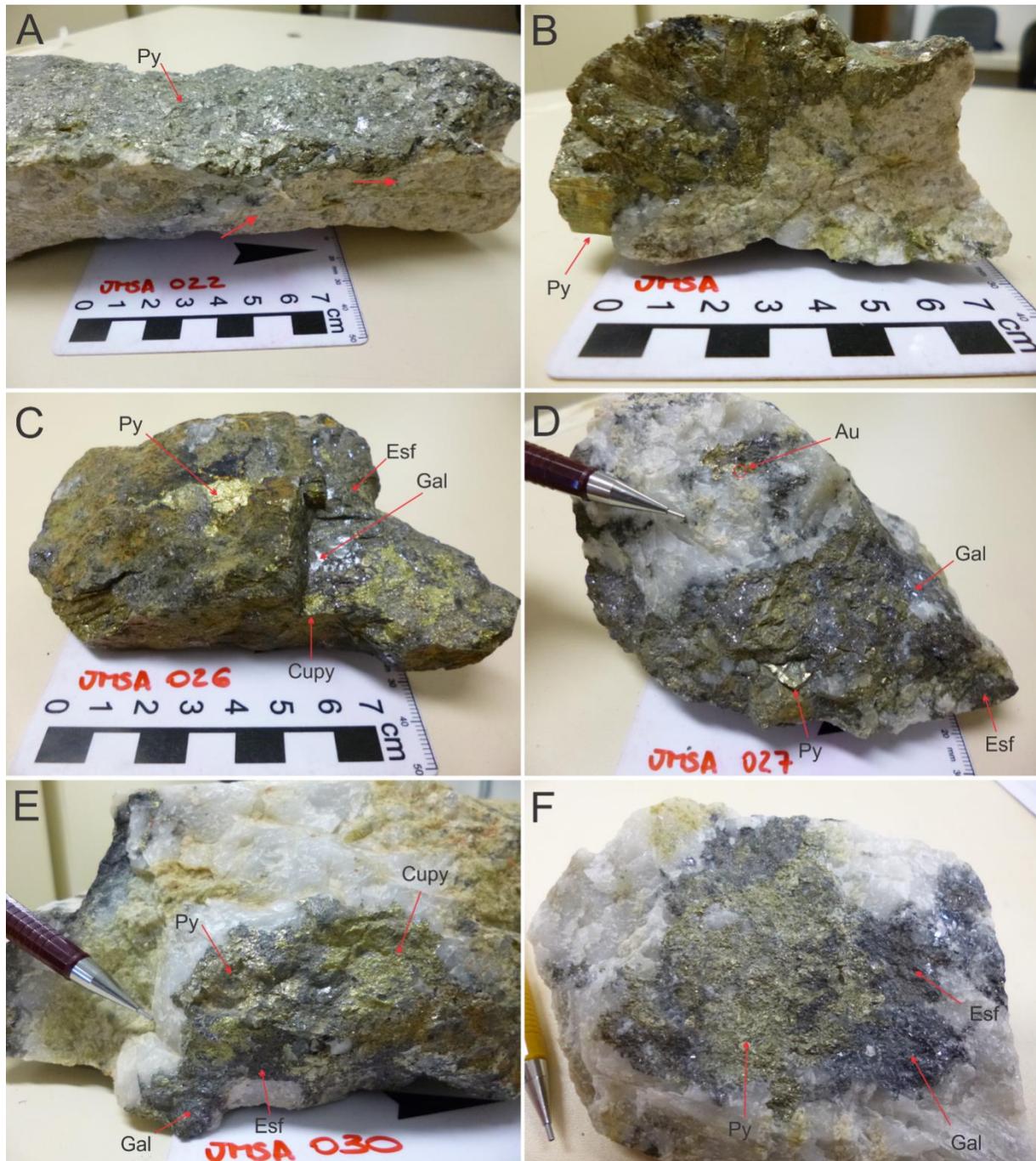


Figura 4.5 -Fotografias de amostras representativas da sulfetação que ocorre tipicamente no Depósito Serra Alta: A) Amostra JMSA 022 onde se observa veios sulfetos, composto predominantemente por pirita, inter cruzando com veios de quartzo; B) Amostra JMSA de veio sulfetado, composto essencialmente por pirita ± quartzo, o qual se observa cristais euédricos centimétricos de pirita; C) Amostra JMSA 026: veio sulfetado marcado macroscopicamente pela associação formada por pirita, galena, esfalerita e calcopirita; D) Amostra JMSA 027 evidenciando a paragénesis pirita + galena + esfalerita, em associação com Au e quartzo; E) Amostra JMSA 030 onde se observa o granito sendo cortado por veios preenchidos por quartzo e pela associação metálica pirita + galena + esfalerita + calcopirita; F) Na amostra JMSA 042, observa-se o veio de quartzo acompanhado pelo preenchimento de sulfetos, representados por pirita + galena + esfalerita. Legenda: esf = esfalerita; gal = galena; py = pirita; cupy = calcopirita; Au = ouro.

A galena, petrograficamente marcada por sua clivagem cúbica, cujas intersecções formam feições geométricas triangulares, ocorre distribuída de modo disseminado e/ou intersticial (Figura 4.6 A, C-D). Frequentemente também ocorre inclusa em pirita, esfalerita e ouro. Os cristais de galena podem apresentar formatos subédricos, mas geralmente ocorrem como massas irregulares que preenchem interstícios minerais. Análises químicas revelaram composições homogêneas,



formadas basicamente por Pb e S, com relação de proporção = 1:1, com porcentagem atômica de 49,2-51,2% para Pb e 48,5-49,7% para o S, podendo conter conteúdos de Fe, Ag e Bi, e de traços de Mo, Cd, Ni e Zn (0,2-1,1%; Tabela 7.11 e Tabela 7.12 em anexo).

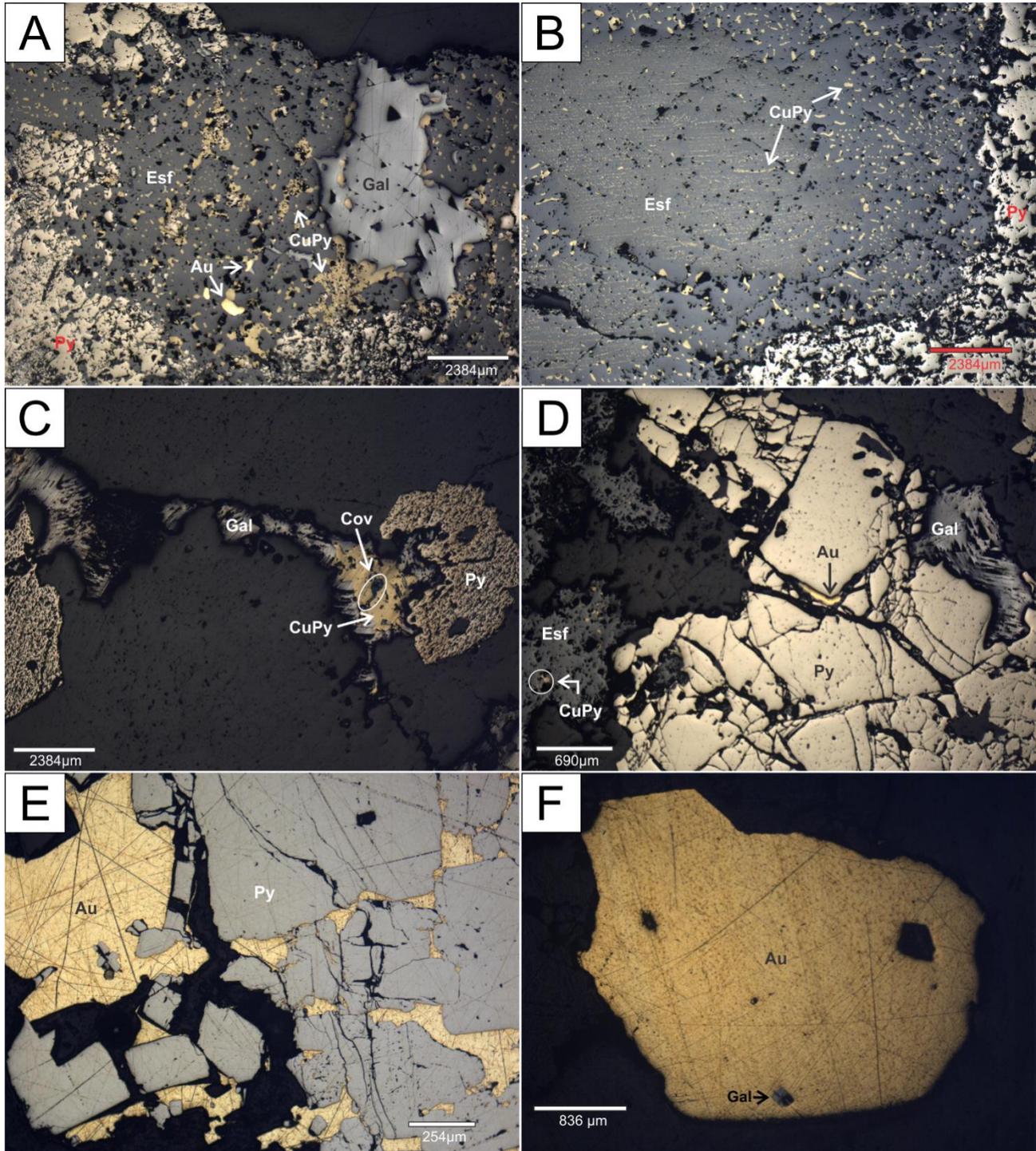


Figura 4.6 - Fotomicrografias mostrando a relação dos associação sulfetada-aurífera que compõe o minério do Depósito Serra Alta: A) Relação da paragênese mineral composta por pirita + galena + esfalerita + calcopirita + Au; B) Cristal de esfalerita com inclusões e exsolução de calcopirita, evidenciando o arranjo do tipo *disease*; C) Relação da covelita como produto de alteração da calcopirita, e associação destes minerais com pirita e galena em veios de quartzo; D) Associação poliminerálica composta por pirita + Au intersticial + galena + esfalerita com inclusões/exsolução de calcopirita; E) Grão isolado de ouro que ocorre disseminado em veios, de forma livre, com pequena inclusão de galena. Legenda: esf = esfalerita; gal = galena; py = pirita; cupy = calcopirita; Au = ouro; cov = covelita.



A pirita se apresenta de forma muito expressiva no depósito e possui três fases, geralmente com granulação grossa com tamanho entre 70 μ m a >3cm. A ocorrência mais significativa é como agregados de cristais cúbicos euédrico à subédrico preenchendo vênulas e fissuras, podendo conter inclusões de Au, galena e calcopirita (Figura 4.5 A-B; Figura 4.6 D-E). Frequentemente, a pirita também ocorre preenchendo zonas de dilatação no interior e/ou nas bordas de veios de quartzo (Figura 4.5 D-F; Figura 4.7 A-B), normalmente junto ao ouro, galena, esfalerita e calcopirita (Figura 4.6 A-D). Outra forma de ocorrência observada, porém menos comum, foi a da pirita euédrica disseminada na rocha, normalmente próxima a veios de quartzo/sulfetos. Análises químicas indicaram composições homogêneas e predominantemente formadas por Fe = 29,2-33,4% e S = 66,4-70,6%, com proporção = 1:2, raramente com traços de Mo, Co, As e/ou Pb (0,1-0,3%, Tabela 7.9 e Tabela 7.10).

O ouro nesta fase ocorre associado e/ou incluso em cristais de pirita e raramente de esfalerita (Figura 4.6 A, D-E), e pode estar associado aos processos de silicificação e de sericitização-propilitização. Análises de microsonda eletrônica indicaram composições formadas por Au e Ag, que variam entre 67-72% e 27-32%, respectivamente, e conteúdos de Cd-Mo-Fe \pm Cu-S-Se-Co-Ni = 0,1-1,2% (Tabela 7.7 e Tabela 7.8, em anexo).

4.3.3 SILICIFICAÇÃO

A silicificação parece ter sido uma das últimas fases da alteração e é caracterizada pela formação de vênulas e veios de espessura milimétrica a centimétrica, com comprimento métrico a decamétrico formados essencialmente por quartzo (Figura 4.7). Os cristais de quartzo são euédricos a subédricos, de aspecto leitoso, com contatos minerais retos, com tamanhos variando entre 0,1 a 2,0 mm e sem sinais de recristalização, podendo conter a presença de ouro em seu estado livre. A silicificação pode estar acompanhada de sulfetos (pirita – galena – esfalerita - calcopirita; Figura 4.5) e muitas vezes possui formação de fengita \pm carbonato \pm clorita nas bordas dos veios. Além disso, ocorre mais intensificada em zonas altamente fraturadas.

O ouro nesta fase ocorre normalmente de forma disseminada como grãos isolados, de forma livre, e com formas irregulares (Figura 4.6 F). Análises de microsonda eletrônica indicaram composições homogêneas e com maiores concentrações de Au quando comparado aos grãos que se encontram associados à paragênese sulfetada (Figura 4.8). Esses grãos são formados por Au = 88% e Ag = 11%, além de quantidades traços de Cu-Mo \pm Co-Se-Fe-Cd = 1% (Tabela 7.7 e Tabela 7.8, em anexo).

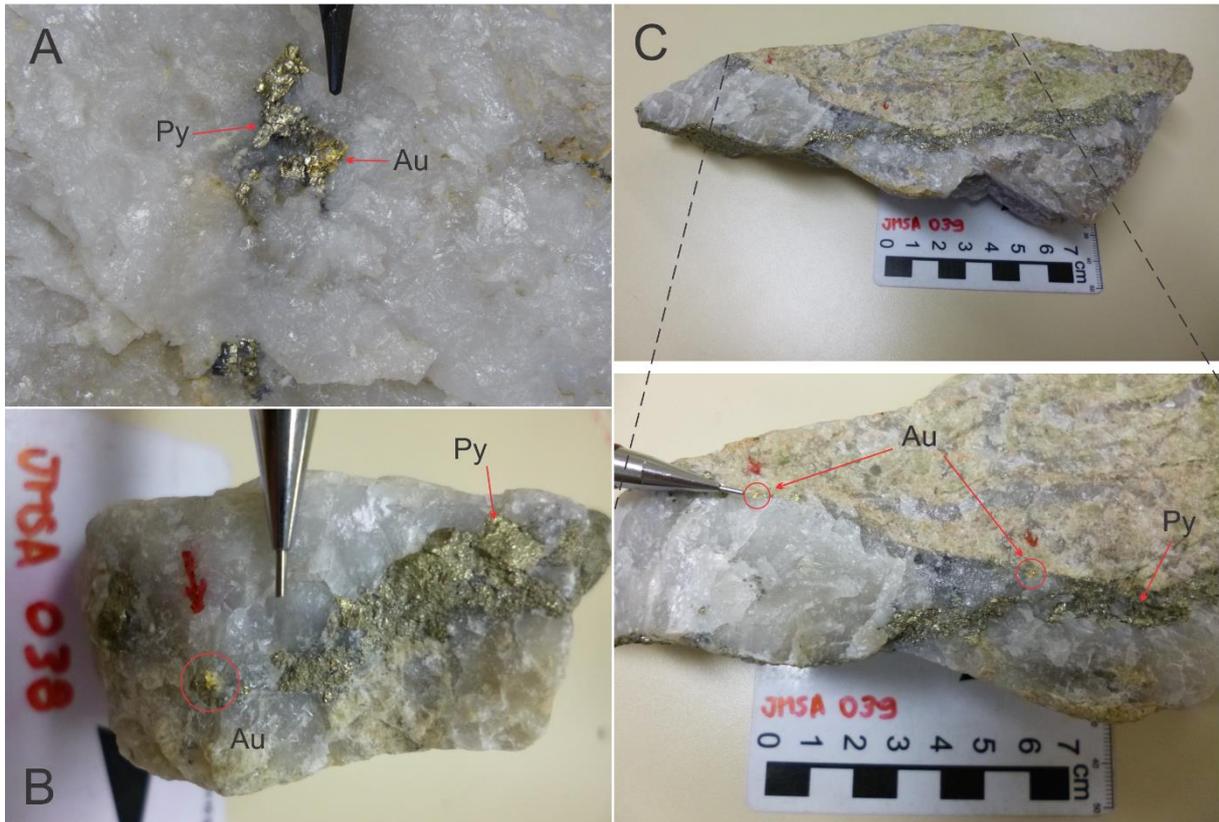


Figura 4.7 - Fotografias de veios de quartzo presentes no Depósito Serra Alta, que representam a fase de silicificação: A) Veio de quartzo com associação de pirita + Au; B) Veio de quartzo com pirita + ouro ocorrendo de forma livre; C) Veio preenchido predominantemente por pirita intercruzando com o veio de quartzo, que possui grãos de ouro ocorrendo de forma livre em suas bordas.

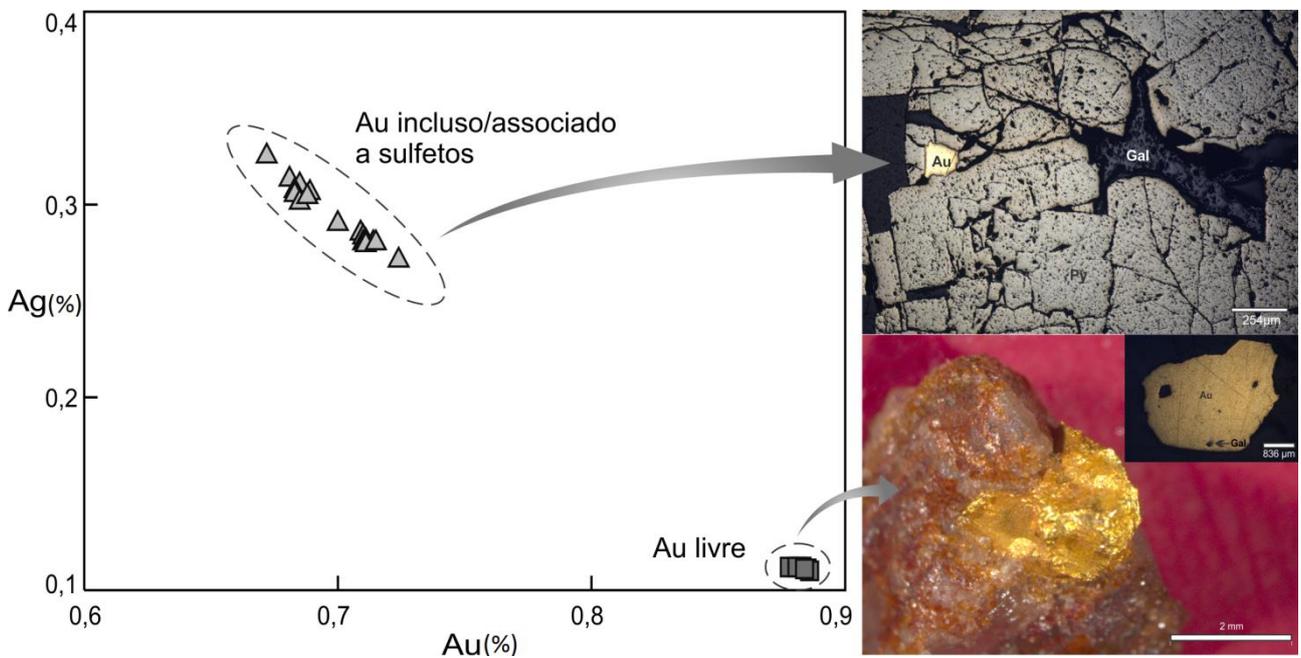


Figura 4.8 - Relação entre a composição química (obtida por meio de microsonda eletrônica) de grãos de ouro que ocorrem em associação direta com sulfetos e grãos que ocorrem de forma livre e disseminada em veios de quartzo. Observa-se que os grãos de ouro que ocorrem de forma livre possuem menor conteúdo de prata em sua composição.



4.4 INCLUSÕES FLUIDAS

4.4.1 INTRODUÇÃO

O estudo de inclusões fluidas em depósitos minerais permite obter dados que contribuem para compreensão das condições físico-químicas mínimas atuantes durante o aprisionamento dos fluidos em cavidades cristalinas, tornando-se assim uma importante ferramenta para o entendimento dos processos geológicos envolvidos durante a origem, evolução, transporte e aprisionamento dos fluidos envolvidos na gênese de depósitos minerais, sobretudo aqueles de natureza hidrotermal.

Nesse sentido, esse estudo objetivou na caracterização dos fluidos hidrotermais associados à mineralização de ouro do Depósito Serra Alta, bem como o estabelecimento das propriedades físico-químicas durante o processo de formação do depósito. As análises foram realizadas em três fases principais – petrografia, microtermometria e análise de microespectroscopia Raman – em cristais de quartzo que preenchem veios do sistema NE-SW, os quais possuem mineralização aurífera e maior volume de material para esse tipo de estudo.

4.4.2 PETROGRAFIA

O estudo foi realizado sobre agregados de cristais de quartzo euédrico a subédricos, os quais hospedam minerais sulfetados (pirita, calcopirita, galena e esfalerita), além de conterem concentrações baixas à moderadas de ouro livre ou associado aos sulfetos.

O estudo petrográfico permitiu a identificação de três tipos de inclusões fluidas, representados pelos sistemas aquoso ($H_2O + NaCl$), aquocarbônico ($H_2O + CO_2 + NaCl$) e carbônico (CO_2). A classificação dos grupos de inclusões fluidas (Tabela 4.1, Tabela 7.20 e Tabela 7.21) teve como base a morfologia, forma de distribuição, tamanho, cor e o número de fases identificadas em temperatura ambiente ($\pm 25^\circ C$). A Figura 4.9, ilustra as formas mais frequentes de disposição das inclusões fluidas nos campos petrográficos estudados.

O conjunto de inclusões fluidas estudadas foi separado em dois grupos: a) primário, as quais ocorrem isoladas no grão mineral (intracristalinas) ou alinhadas ao longo de planos de crescimento do mineral hospedeiro; e b) pseudosecundário, as quais possuem menor frequência e estão relacionadas aos planos alinhados no cristal hospedeiro. Ocorrem ainda as inclusões fluidas tidas como secundárias, as quais estão distribuídas ao longo de planos de fraturas cicatrizadas que



ultrapassam os limites dos grãos hospedeiros. Esse conjunto foi descrito, porém não foram objetos de medidas microtermométricas devido ao tamanho inferior a 0,5 μm .

Os dois grupos, primário e pseudosecundário, ocorrem no mesmo domínio microscópico e são formados por inclusões fluidas classificadas como: a) Tipo I, correspondente às inclusões fluidas aquosas primárias e pseudosecundárias; b) Tipo II, relacionadas às inclusões fluidas aquocarbônicas; e c) Tipo III, que correspondem às inclusões fluidas carbônicas (Tabela 4.1, Figura 4.10).

Tabela 4.1 - Resumo do estudo petrográfico/microtermométrico das Inclusões Fluidas do Depósito Aurífero hospedado no Granito do Carmo. Legenda: $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ – inclusões aquosas; $\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$ – inclusões aquocarbônicas; CO_2 – inclusões carbônicas; P = inclusões primárias; PS = inclusões pseudosecundárias; F = volume das fases (F = vol. líquido/vol. líquido + vol. vapor); $T_{\text{eutético}}$ = temperatura do eutético; $T_{\text{fusão do gelo}}$ = temperatura de fusão do gelo; T_{H} = temperatura de homogeneização total; T_{CO_2} = temperatura de congelamento do CO_2 ; $T_{\text{fusão do CO}_2}$ = temperatura de fusão do CO_2 ; $T_{\text{fusão do clatrato}}$ = temperatura de fusão do clatrato; $T_{\text{homogeneização parcial do CO}_2}$ = temperatura de homogeneização parcial do CO_2 .

Tipo	Sistema	Origem	Ocorrência	Dados microterm.
IA	$\text{H}_2\text{O-NaCl}$	P		F: 0,70 - 0,95; $T_{\text{eutético}}$: -21,8 a -25,8°C; $T_{\text{fusão do gelo}}$: -0,2 a -6,8°C; T_{H} : 201 a 381°C Salinidade: 0,35 a 10,23 wt% de NaCl; Densidade: 0,59 a 0,91 g/cm ³ ;
IB	$\text{H}_2\text{O-NaCl}$	P		
IC	$\text{H}_2\text{O-NaCl}$	PS		
IIA	$\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$	P		T_{CO_2} : -101,8 a -94,2°C; $T_{\text{fusão do CO}_2}$: -56,8 a -56,6°C; $T_{\text{fusão do gelo}}$: -0,1 a -7,4°C; $T_{\text{fusão do clatrato}}$: 4,3 a 9,4°C; T_{CO_2} : 11,3 a 33,7°C; T_{H} : 194 a 382°C; Salinidade: 1,02 a 10,01 wt% de NaCl; Densidade: 0,36 a 0,71 g/cm ³ ;
IIB	$\text{H}_2\text{O-CO}_2\text{-NaCl}$	P		
III	CO_2	P		T_{CO_2} : -97,4 a -99,6°C; $T_{\text{fusão do CO}_2}$: -56,7 a -56,6°C; $T_{\text{fusão do clatrato}}$: 5,8 a 8,0°C; T_{CO_2} : -0,8 a 14,7°C; Salinidade: 3,90 a 7,69 wt% de NaCl;

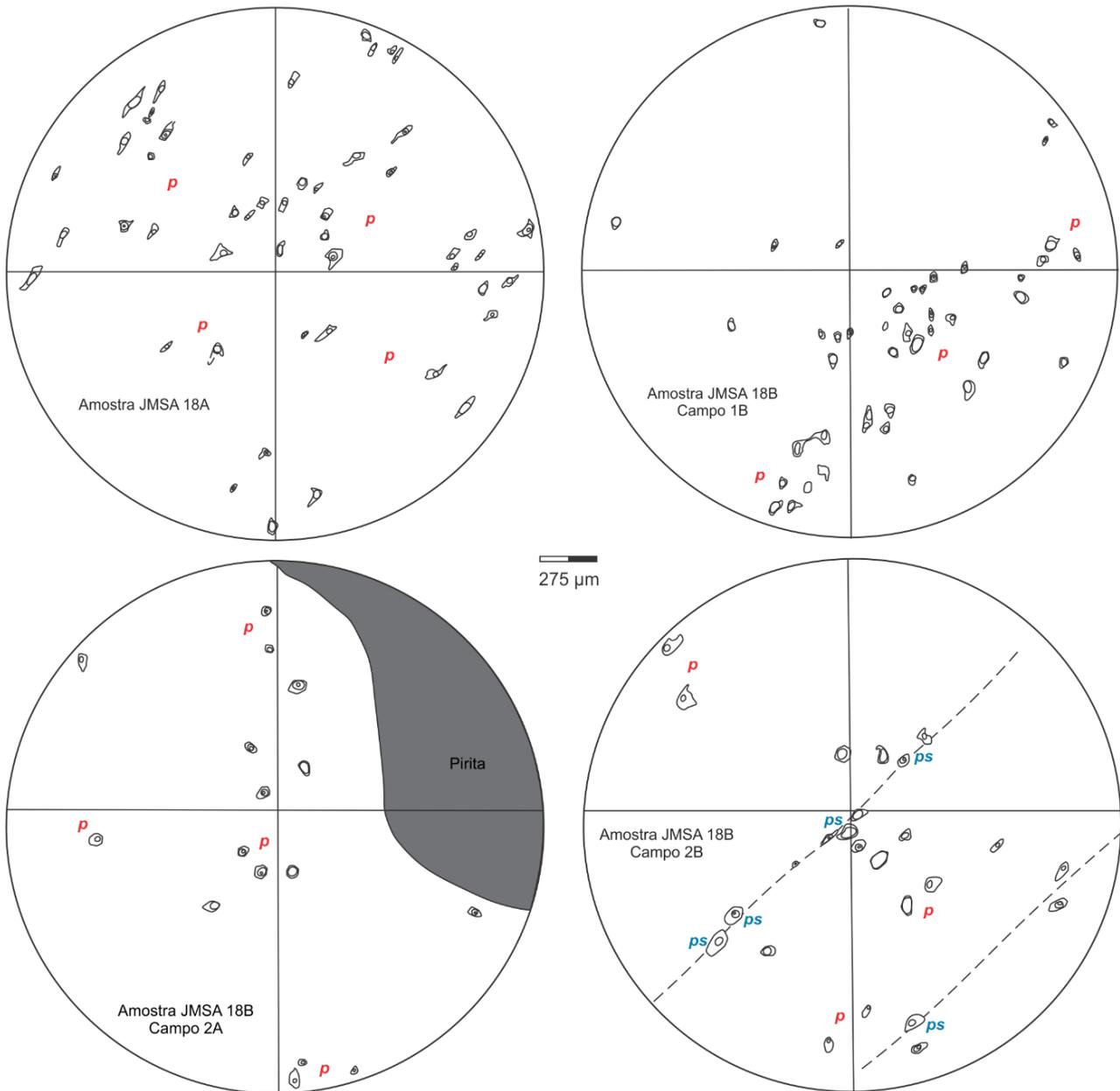


Figura 4.9 -Desenho esquemático da distribuição microscópica das inclusões fluidas nos campos estudados. Legenda: *p* = inclusões primárias; *ps* = inclusões pseudosecondárias.

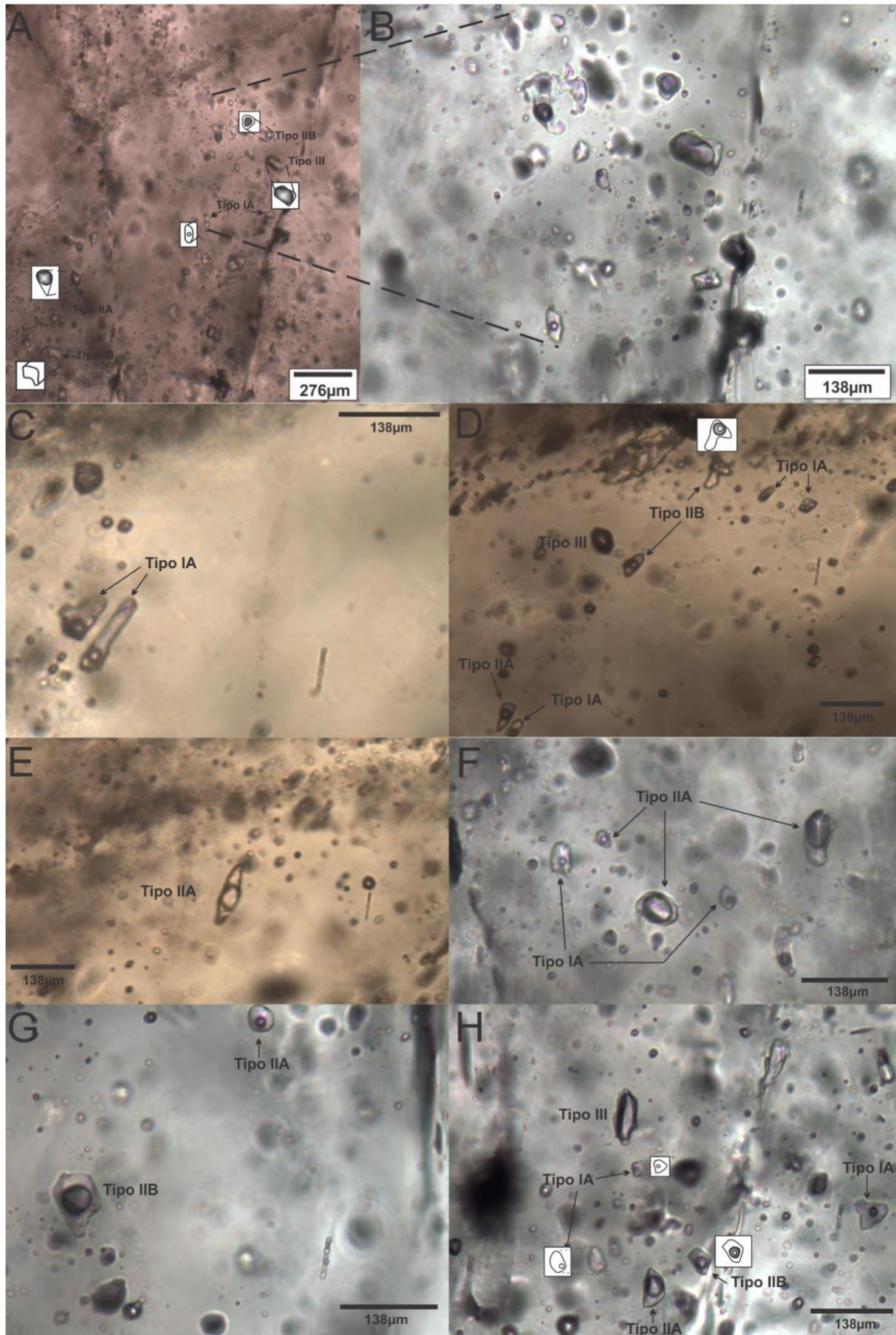


Figura 4.10 - A) Fotomicrografia em aumento de 20x, mostrando os diferentes tipos de inclusões fluidas e a coexistência destes em um mesmo domínio microscópico; B) domínio microscópico mostrado em "A" com aumento de 40x; Fotomicrografia com aumento



de 40x mostrando diferentes tipos de inclusões em C), D), E) e F). Para as inclusões que possuem certa dificuldade de observação, foram colocados desenhos esquemáticos que as representem.

4.4.2.1 Sistema Aquoso

As inclusões do Tipo I podem ser divididas em: primárias bifásicas IA, raras primárias monofásicas IB e pseudosecundárias bifásicas IC. As IF do tipo IA são primárias aquosas bifásicas ricas em líquido (tipo L+V), compostas essencialmente por uma fase H_2O_{liq} e um fase H_2O_{vapor} , são inclusões claras e se encontram em geral alongadas com formato de bastonete, e poucas vezes encontram-se subarredondadas. A relação entre os volumes das fases de vapor e líquida, como base na proposta de Shepherd *et al.* (1985) e expressa por F (F= volume líquido/volume líquido + volume vapor), apresenta valor entre 0,7 a 0,95.

As inclusões fluidas do tipo IB correspondem às inclusões primárias aquosas monofásicas, claras e ocorrem com pouca frequência. São inclusões metaestáveis, que possuem somente a fase H_2O_{liq} e tem formatos irregulares. Já as do tipo IC, são pseudosecundárias aquosas bifásicas ricas em líquido (Tipo L+V), compostas por uma fase H_2O_{liq} e outra fase H_2O_{gas} . São inclusões que ocorrem raramente e ao longo de planos alinhados do cristal. Ocorrem em formatos irregulares, alongados a subarredondados e o valor de F varia entre 0,8 a 0,9.

4.4.2.2 Sistema Aquocarbônico

As inclusões tipo II, podem ser subdivididas em inclusões bifásicas IIA e em inclusões trifásicas IIB. A fase aquosa possui coloração clara enquanto a fase carbônica é frequentemente escura, podendo dificultar na definição do número de fases. As IF do tipo IIA são inclusões aquocarbônicas primárias bifásicas à temperatura ambiente; são compostas por uma fase H_2O_{liq} e outra fase CO_{2liq} . Essas inclusões ocorrem com a mais variada morfologia, sendo que as mais comuns são: alongadas com formato prismático, em forma de cristais negativos ou em formas subarredondadas. O fator F possui ampla variação (0,2 a 0,6), porém grande parte das inclusões possui o valor de F entre 0,3 a 0,5.

As inclusões IIB são aquocarbônicas primárias trifásicas (líquidas imiscíveis – tipo L_1+L_2+V), compostas essencialmente por uma fase H_2O_{liq} , uma fase CO_{2liq} e uma fase CO_{2gas} . Há uma grande variação da morfologia dessas inclusões, a qual varia desde tipos alongados (tipo bastonetes) até tipo cristal negativo, passando pelos tipos irregulares a subarredondados. O fator F varia amplamente desde 0,2 a 0,6, porém o intervalo mais frequente é entre 0,35 a 0,55.



4.4.2.3 Sistema Carbônico

As inclusões do Tipo III são primárias carbônicas, que ocorrem raramente e são constituídas essencialmente por uma fase ($\text{CO}_{2\text{gas}}$) ou por duas fases ($\text{CO}_{2\text{gas}} + \text{CO}_{2\text{liq}}$). Essas inclusões são predominantemente escuras e com formatos irregulares à raros formatos de cristais negativos.

As inclusões Tipos IA, IIA e IIB constituem grande parte das inclusões fluidas nos veios de quartzo dentro do granito mineralizado.

4.4.3 MICROTHERMOMETRIA

O estudo de microtermometria é realizado com propósito de obter temperaturas em que se constata mudanças no estado físico das fases fluidas envolvidas quando condições de temperatura são alteradas. Para isso, uma platina de resfriamento e aquecimento é acoplada ao microscópio, permitindo trabalhar com temperaturas entre -180 a 600°C , cujo valor da temperatura é medido com auxílio de um termopar da platina ligado a um voltímetro. As análises microtermométricas são fundamentadas nas seguintes premissas, sugeridas por Roedder & Bodnar (1997): a) o fluido era homogêneo e foi aprisionado e selado durante o crescimento do cristal; b) nada foi perdido ou adicionado após o aprisionamento; c) não houve mudança de volume após o aprisionamento; d) a origem da inclusão é conhecida; e) o efeito da pressão é insignificante ou conhecido.

As temperaturas que podem ser identificadas são: temperatura de congelamento do CO_2 (T_{CO_2}), temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f\text{CO}_2}$), temperatura do eutético ($T_{\text{eutético}}$), temperatura de fusão do gelo ($T_{f\text{gelo}}$), temperatura de dissolução do clatrato ($T_{f\text{clatrato}}$), temperatura de homogeneização parcial do CO_2 ($T_{h\text{CO}_2}$) e temperatura de homogeneização total ($T_{h\text{Total}}$), também chamada de temperatura mínima de aprisionamento. A temperatura de homogeneização é aquela no qual fases fluidas de composições distintas presentes em uma inclusão se homogeneizam para uma única fase. Assim sendo, essa temperatura, após a correção de pressão, pode ser utilizada para o cálculo da temperatura de formação do cristal, ou seja, da temperatura em que o fluido foi aprisionado (Shepherd *et al.*, 1985).

O estudo microtermométrico realizado nesta pesquisa consistiu de duas fases: primeiramente foi realizado o resfriamento das inclusões fluidas e posteriormente, o aquecimento. Esse processo final é realizado por último devido à possibilidade de mudança de volume e visibilidade das inclusões fluidas pelo aumento progressivo da temperatura, que eventualmente pode levar ao escurecimento e crepitação das inclusões.



Foram analisadas, ao todo, mais de 150 inclusões fluidas, porém algumas não geraram respostas positivas aos ensaios microtermométricos. Os dados microtermométricos das inclusões analisadas se encontram nas Tabela 7.20 e Tabela 7.21. Em boa parte das inclusões fluidas aquosas, não foi possível identificar a temperatura do eutético e da fusão do gelo, o que limitou o reconhecimento de possíveis variações composicionais, em relação a natureza dos íons dissolvidos (NaCl, KCl, MgCl). Durante o aquecimento parte das inclusões crepitaram, mesmo realizando o processo de forma lenta e gradual, com velocidades entre 0,5-1°C/min. Tal fator, foi muito recorrente nos campos analisados e se deu, provavelmente, devido a pressão de confinamento das inclusões e da presença marcante de micro-fraturas, as quais se expandiram e facilitaram o processo de crepitação das inclusões proximais durante o aquecimento.

4.4.3.1 Resultados

As inclusões fluidas do **tipo I** apresentam raras temperaturas eutéticas ($T_{\text{eutético}}$) observadas que variaram de -21,8 a -25,8°C, sugerindo um sistema do tipo H₂O-NaCl, podendo conter algum conteúdo de íons tipo KCl ± NaHCO₃ dissolvidos na solução aquosa (Shepherd *et al.*, 1985). A temperatura de fusão do gelo (T_{gelo}) variou entre -0,2 e -6,8°C, permitindo o cálculo de salinidade equivalente em peso de NaCl entre 0,35 a 10,23, aplicado pela equação proposta por Bodnar (1993), expressa por $\%NaCl = 0,00 + 1,78\theta - 0,0442\theta^2 + 0,000557\theta^3$, onde θ corresponde a depressão do ponto de fusão do gelo (°C). Valores de densidade e pressão foram calculados utilizando o programa BULK, com cálculo de equação baseado em Zhang & Frantz (1987). A densidade varia de 0,59 a 0,91 g/cm³ enquanto os valores de pressão variam de 0,024 a 0,189 kbar. A homogeneização total (Th_T) do sistema evoluiu em direção a fase líquida e ocorreu entre 201 a 381°C. Em tal intervalo de temperatura também ocorreram vários registros de crepitação das inclusões fluidas. Contudo, as principais frequências de distribuição de Th_{Total} ocorrem entre 230-270°C e 330-370°C. Os dados microtermométricos das inclusões aquosas se encontram na Tabela 7.20 e as frequências desses dados podem ser observadas nos histogramas da Figura 4.11.

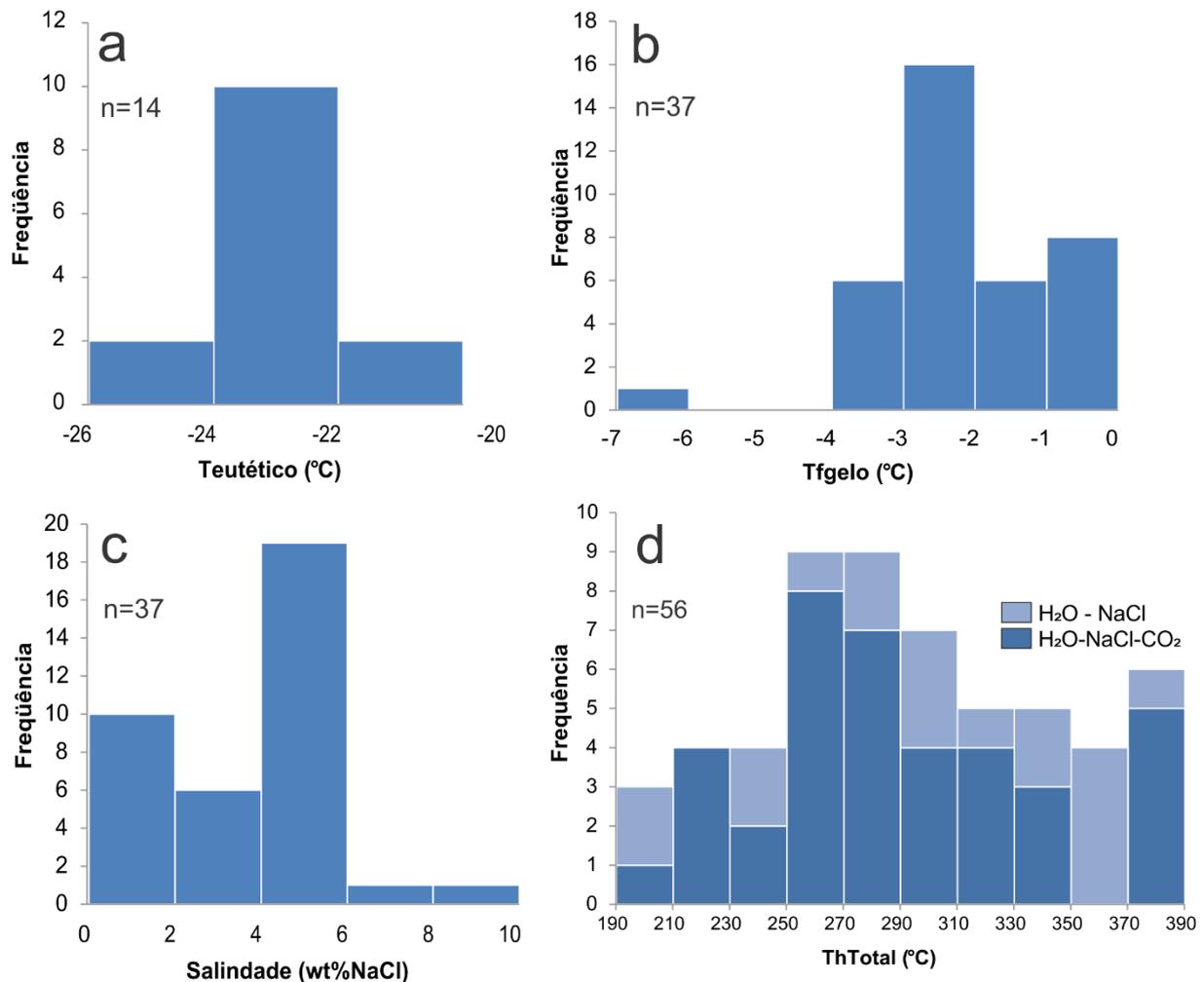


Figura 4.11 - Histogramas com frequência de medidas microtermométricas obtidas. A) Temperatura do eutético ($T_{\text{eutético}}$) para as inclusões aquosas IA e IB; B) Temperatura de fusão do gelo ($T_{f_{\text{gelo}}}$) para inclusões aquosas; C) Salindade em % de peso de NaCl equivalente para inclusões aquosas; D) Temperatura de homogeneização total (Th_T) acumulativa para inclusões fluidas aquosas ($H_2O - NaCl$) e aquocarbônicas ($H_2O - NaCl - CO_2$).

As inclusões fluidas do **tipo II** e **tipo III** apresentam valores de F em temperatura ambiente ($\pm 25^\circ\text{C}$) entre 0,2 - 0,6 e 0,1 - 0,2, respectivamente. Na etapa de resfriamento (T até -110°C), a T_{CO_2} ocorreu de $-101,8$ a $-94,2^\circ\text{C}$. Durante o aquecimento, observou-se que a temperatura de fusão do CO_2 ($T_{f_{\text{CO}_2}}$) ocorreu entre $-56,8$ e $-56,5^\circ\text{C}$, com moda em $-56,6^\circ\text{C}$, sendo que, essa diferença de valores com a moda se encontra dentro da margem de erro analítico de $\pm 0,2^\circ\text{C}$, para o sistema de CO_2 puro (Shepherd *et al.*, 1985). Essa margem de erro pode ter suas causas relacionadas aos erros de calibração do equipamento ou devido a presença de outros gases dissolvidos na fase CO_2 , tais como CH_4 e N_2 que diminuem o ponto de fusão do CO_2 (Shepherd *et al.*, 1985). No entanto, durante análises de microespectroscopia Raman, realizadas no Laboratório de Física da Universidade de Brasília, não foram detectadas a presença de outros gases.



Ainda durante a fase de aquecimento, diagnosticou-se a temperatura da fusão do gelo ($T_{f_{\text{gelo}}}$), com dificuldades, variando de $-0,1$ a $-7,4^{\circ}\text{C}$, e a temperatura de fusão do clatrato ($T_{f_{\text{clatrato}}}$) variando de $4,3$ a $9,4^{\circ}\text{C}$, essa última sem dificuldades. De acordo com Collins (1979), a formação do clatrato em fluidos aquocarbônicos auxilia o aumento da salinidade na fase aquosa residual, causando assim, inferência na precisão das medidas microtermométricas da $T_{f_{\text{gelo}}}$ como parâmetro na determinação da salinidade. Sendo assim, o cálculo da salinidade dessas inclusões foi baseado na $T_{f_{\text{clatrato}}}$, proposta por Diamond (1992), onde $\%NaCl = 15,6192 - 1,1406(T_{f_{\text{clatrato}}}) - 0,035(T_{f_{\text{clatrato}}})^2 - 0,0007 (T_{f_{\text{clatrato}}})^3$, e obteve valores entre $1,02$ a $10,01\%$ em peso de NaCl equivalente. Os valores de densidade dessas inclusões, utilizando o programa BULK, variam de $0,36$ a $0,71 \text{ g/cm}^3$. A homogeneização parcial do CO_2 ($Th_{\text{CO}_2\text{gas}}$) para as inclusões do **tipo II** ocorreu entre $11,3$ a $33,7^{\circ}\text{C}$, em geral, pela homogeneização da fase $\text{CO}_{2\text{gas}}$ para $\text{CO}_{2\text{liq}}$. Enquanto que, a homogeneização total (Th_{Total}) ocorreu entre 194 a 382°C , pela homogeneização da fase líquida, bem como da fase vapor e por crepitação, com distribuição bimodal de frequência com picos em $240-290^{\circ}\text{C}$ e $335-385^{\circ}\text{C}$. Esses distintos modos de homogeneização total ocorreram todos durante uma mesma variação de temperatura.

As inclusões do **tipo III** foram mais difíceis de serem analisadas devido à sua coloração mais escura, mas apresentaram valores de $T_{f_{\text{clatrato}}}$ entre $5,8$ e 8°C , resultando em salinidades entre $3,90$ e $7,69\%$ em peso de NaCl equivalente. Além disso, a homogeneização parcial da fase CO_2 ocorreu a temperaturas mais baixas do que as inclusões do **tipo II**, variando entre $-0,8$ a $14,7^{\circ}\text{C}$.

Os dados microtermométricos das inclusões aquocarbônicas e carbônicas são encontrados na Tabela 7.21 e as frequências acumulativas desses dados podem ser observadas nos histogramas das Figura 4.11D e Figura 4.12.

Com auxílio do programa BULK, foi possível calcular a pressão de aprisionamento dos fluidos no sistema de inclusões aquocarbônicas, a partir de dados de temperatura de homogeneização total (Th_{Total}), fundamentado em equações propostas por Duschek *et al.* (1990). Sendo assim, para uma variação de Th_{Total} entre 194 e 382°C , obteve-se uma variação de $0,83$ a $3,05 \text{ Kbar}$ de pressão mínima e máxima, respectivamente, para aprisionamento desses fluidos.

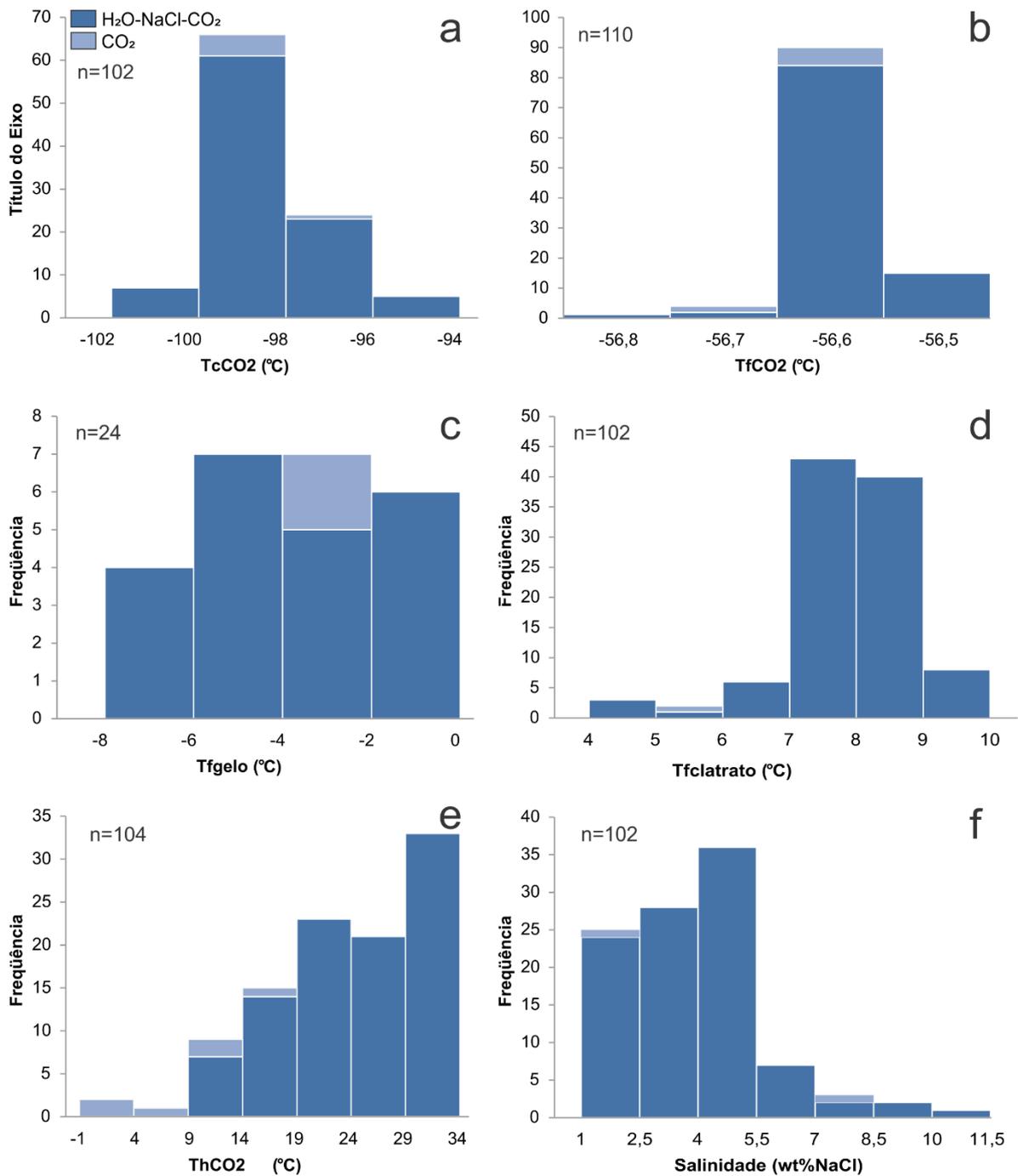


Figura 4.12 - Histogramas com frequência de medidas microtermométricas acumulativas obtidas para inclusões aquocarbônicas (H₂O – NaCl – CO₂) e carbônicas (CO₂). A) Temperatura de congelamento do CO₂ (T_cCO₂); B) Temperatura de fusão do CO₂ (T_fCO₂); C) Temperatura de fusão do gelo (T_fgelo); D) Temperatura de fusão do clatrato (T_fclatrato); E) Temperatura de homogeneização parcial do CO₂ (T_hCO₂); F) Salinidade em % de peso de NaCl equivalente calculada com base na T_fclatrato.

O gráfico de correlação binário ThT (°C) *versus* salinidade (wt% NaCl), observa-se uma discreta separação entre os campos das inclusões fluidas aquosas em relação as inclusões fluidas aquocarbônicas, marcada pela tendência de baixa salinidade das inclusões aquosas em relação as inclusões aquocarbônicas (Figura 4.13), muito embora os sistemas fluidos estejam em um mesmo intervalo de temperatura de homogeneização. Nas inclusões aquocarbônicas verifica-se o



aparente desenvolvimento de dois *trends* nos intervalos de salinidade entre 2-3 e 4,5-5,5 wt% NaCl, marcados por uma ampla variação na temperatura de homogeneização (Figura 4.13). Tal variação pode ser resultado da diferença no grau de preenchimento do volume da fase gasosa em relação a fase líquida, o que pode sugerir separação física com subsequente aprisionamento heterogêneo de misturas líquido-gás em proporções variáveis (Roedder, 1984; Bodnar, 2003).

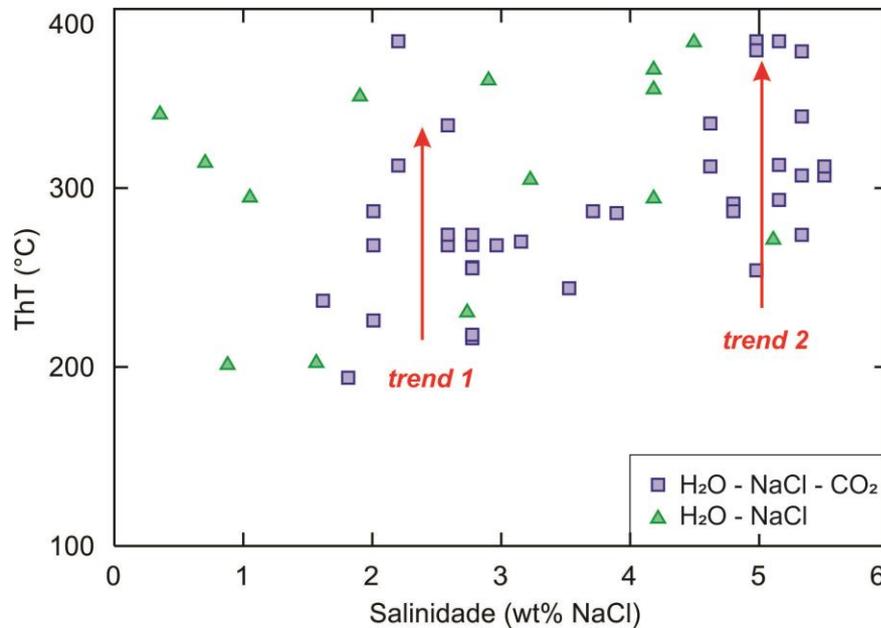


Figura 4.13 - Diagrama de correlação binário ThT (°C) versus salinidade (wt% NaCl) das inclusões aquocarbônicas (H₂O-NaCl-CO₂) e aquosas (H₂O-NaCl).

4.4.4 MICROESPECTROCOPIA RAMAN

A microespectroscopia Raman é uma técnica sensível que permite que feixes elétricos do *laser* de uma microsonda excitem os tipos moleculares presentes nas inclusões. Dessa maneira, as moléculas gasosas, líquidas e sólidas, existentes nas IF são identificadas, quantificadas e determinadas composicionalmente a partir da sua frequência de vibração, permitindo a identificação de proporções de diferentes tipos de gases (CO₂, CH₄, N₂) presentes na fase gasosa de uma inclusão aquocarbônica (Burke, 2001; Burruss, 2003). Neste sentido, essas análises foram realizadas nesse tipo de inclusão e revelaram composições homogêneas constituídas essencialmente por CO₂, com ausência de outros gases como CH₄ e N₂ (Figura 4.14).

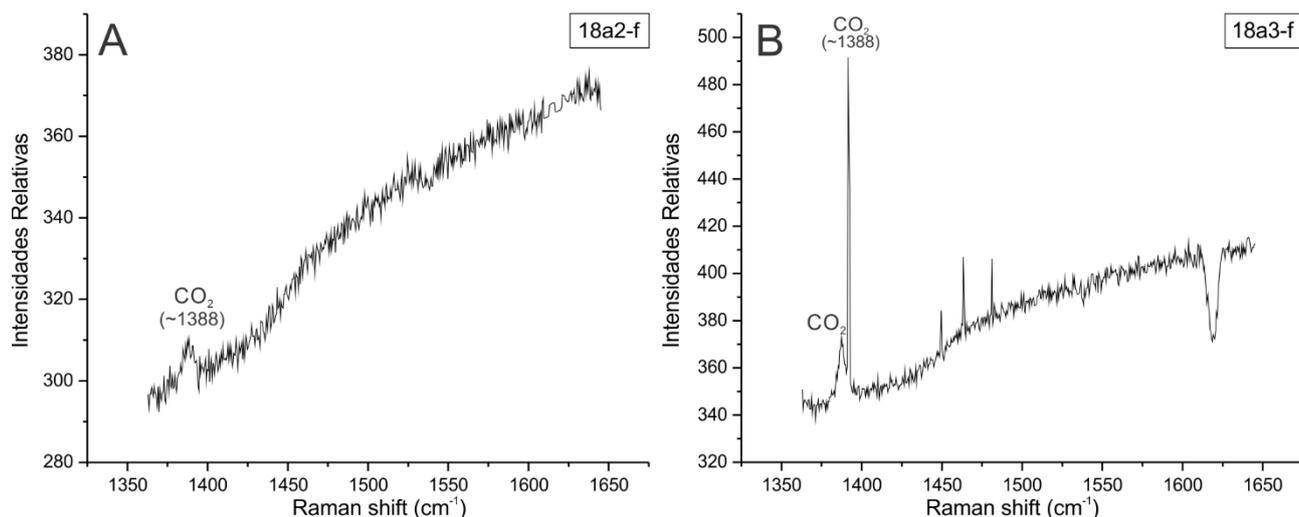


Figura 4.14 – A) e B) Microespectroscopia Raman aplicada às inclusões aquocarbônicas, mostrando que os picos de intensidade ocorrentes são correspondentes a picos de CO₂. O espectro Raman e o número de onda relativos da banda do CO₂ foram comparados a partir de Frezzotii *et al.* (2012).

4.4.5 DISCUSSÃO

A coexistência das inclusões fluidas do tipo II (H₂O_{liq}-CO_{2liq}-CO_{2gas}) e III (CO_{2gas}±CO_{2liq}) em um mesmo domínio microscópico, e valores semelhantes de Th_{CO₂} e Tf_{CO₂} para os dois tipos, podem indicar que essas inclusões são cogenéticas e que foram aprisionadas a partir de um mesmo fluido durante a evolução do hidrotermalismo (Wilkinson, 2001; Banks & Russell, 1992; Anderson *et al.*, 1992; Assunção & Klein, 2014). A separação dessas fases volátil e aquosa pode ter sido controlada pela rápida descompressão do sistema e consequente desgaseificação.

Assumindo que não houve modificação de propriedades físico-químicas das inclusões analisadas, a variação na razão CO₂/H₂O e dos dados microtermométricos, como a variação de Th parcial e total, podem indicar que o fluido era heterogêneo durante o aprisionamento (Diamond, 2003). No entanto, a variação da razão CO₂/H₂O associado com a variedade de tipos homogeneização total ocorrendo na mesma variação de temperatura, pode indicar a separação de fluidos a partir de um fluido inicialmente homogêneo (Ramboz *et al.*, 1982).

A presença de fluidos pertencentes ao sistema H₂O-NaCl-CO₂ em associação espacial com inclusões dos sistemas CO₂ e H₂O-NaCl, no mesmo domínio microscópico, pode sugerir que o processo hidrotermal tardi a pós magmático no depósito, envolveu sistemas fluidos com distintas constituições. Enquanto que a salinidade entre 0,35 e 10,23% equivalente em peso de NaCl das inclusões aquosas caracteriza um fluido com amplo espectro de salinidade e de baixa densidade. Essas características podem indicar a interação de fluidos aquosos de diferentes naturezas, como



fluidos de derivação magmática (maior salinidade) interagindo com fluido de natureza meteórica (menor salinidade) durante o processo de formação e preenchimento dos veios estudados. Nesse sentido, leva-se em consideração que no tipo de ambiente magmático estudado, com subsequentes estágios de abertura e reabertura de sistemas de veios-vênulas em níveis crustais rasos, a percolação de fluidos ao redor do corpo granítico ocorreu de forma intensa, favorecendo uma mistura generalizada de fluidos de naturezas distintas (Heinrich, 2007; Pirajno, 2009). Tal situação favoreceu ao abaixamento da temperatura e a mudanças nas características composicionais dos fluidos, levando a precipitação do conteúdo metálico em armadilhas estruturais (fissuras).



CAPÍTULO 5

5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

5.1 CRONOLOGIA DE EVENTOS HIDROTERMAIS

Os dados aqui obtidos nos permitem propor uma sequência cronológica para os eventos hidrotermais identificados na área do depósito de ouro Serra Alta, conforme apresentado abaixo.

O primeiro estágio é marcado pela geração de fluidos exsolvidos durante a fase final de cristalização magmática (fase pervasiva), os quais são responsáveis pela alteração dos minerais primários, caracterizando o primeiro estágio da alteração fílica a propilítica incompleta. Nessa fase, haveria o aporte de titânio, provavelmente liberado de minerais silicáticos e sob condições oxidantes, permitindo a cristalização de ilmenita, rutilo e titanita, associados a alguns sulfetos, principalmente pirita, por um breve período de tempo (Lobato, 1993). Posteriormente, com abaixamento da temperatura e aumento na pressão fluidal exsolvida, ocorreram rupturas na interface cúpula – rocha encaixante, gerando fissuras na direção NW-SE que foram preenchidas por fluidos das fases fílica a propilítica, caracterizando assim o segundo estágio dessa alteração (fase de preenchimento).

Com a contínua circulação de fluidos nessa zona de interface, os fluidos são progressivamente “alimentados” com cíclicos aportes de S e metais (Cu, Zn, Au, Pb, Fe). Todavia, nessa fase aumenta a interação entre fluidos distintos (hidrotermal de derivação magmática vs meteóricos), favorecendo ao abaixamento da temperatura, além de mudanças nas condições de pH, Eh, fO_2 e ação de S, tornando o ambiente hidrotermal com características mais redutoras. Nessa fase ainda, ocorrem subseqüentes eventos tensionais que provocam a reabertura de fissuras do sistema NW-SE, bem como abertura de novas fissuras, conduzindo a novas fases de preenchimento, formando veios formados essencialmente por sulfetos, podendo conter ainda minerais da alteração fílica a propilítica, sobretudo nas bordas desses veios.

As fases mais tardias, são marcadas pela ação de fluidos ricos em Si sob condições de mais baixas temperaturas (Jensen & Bateman, 1981). Tais fluidos foram então canalizados para sistemas de fissuras de direção NE-SW, formando veios de quartzo que podem ainda conter algum percentual de constituintes das fases anteriores (minerais sulfetados e alteração fílica a propilítica nas bordas). A fase final é marcada pela reativação do sistema NW-SE formando vênulas sobrepostas a veios NE-SW.

Embora haja aqui uma tentativa de cronologia das fases hidrotermais associadas a eventos distensivos rúpteis a rúpteis-dúcteis, a circulação de fluidos hidrotermais de derivação magmática interagindo com fluidos meteóricos foi intensa e constante por um determinado tempo. Tal processo favoreceu a sobreposição desses registros hidrotermais, produtos do aporte cíclico de fluidos gerando, por exemplo, sulfetação sobrepondo a silicificação.



5.2 FORMAÇÃO DO DEPÓSITO

A área estudada do Granito do Carmo compreende um sienogranítico, composto predominantemente por ortoclásio, quartzo e albita, com caráter peraluminoso, exibindo moderado conteúdo em álcalis, indicando composição subalcalina e de alto potássio. Apesar de possuir certas afinidades com granitos do tipo A, as amostras do Granito do Carmo aqui estudadas apresentam características de granito tipo I altamente fracionado, cujas características petrográficas e geoquímicas se confundem com granitos do tipo A. Nesse sentido, autores discutem a hipótese de tais semelhanças serem derivadas da ação de multi-estágios de fusões parciais, que envolvem protólitos retrabalhados que são submetidos à extensivo fracionamento.

Formado em ambientes de arco vulcânico a pós-colisional, distinguido por diagramas discriminantes de ambientes tectônicos, o Granito do Carmo possui semelhanças geoquímicas e petrográficas com granitos observados na Cordilheira dos Andes Ocidental. Esses granitos também se distribuem no segundo espectro de granito de arco vulcânico a pós colisional proposto por Pearce *et al.* (1984), que compreendem corpos intrudidos em margens continentais ativas, a partir da subducção da crosta oceânica em crosta continental.

Dados geocronológicos (U-Pb e Sm-Nd) definem idade de 2083 ± 21 Ma (MSWD = 3.3) para a cristalização desse granito, além de valores positivos de ϵ_{Nd} (2,083) e idades modelos de 1,99 e 2,07 Ga. A idade de cristalização calculada para o Granito do Carmo pode relacioná-lo a fases tardias do grande evento tectono-magmático ocorrido na plataforma Sul Americana, inserido no denominado *Ciclo Transamazônico* (2100 – 1800 Ma), responsável pela formação de diversas suítes ígneas (Almeida *et al.*, 1981; Brito Neves *et al.*, 1995; Brito Neves *et al.*, 2014) como já observado por Chaves *et al.*, 2008.

Estudos de inclusões fluidas indicaram a ação de fluidos heterogêneos durante a formação do sistema de veios mineralizados NE-SW, ou seja, fluidos aquosos ($H_2O - NaCl \pm KCl, NaHCO_3$), aquocarbônicos ($H_2O - NaCl - CO_2$) e carbônicos (CO_2) em associação espacial. Tal processo hidrotermal tem natureza tardi a pós magmática, envolvendo sistemas fluidos de distintas composições, que juntamente com características de ampla variação de salinidade e densidade, indicam a interação de fluidos magmáticos com fluidos meteóricos. As condições de aprisionamento desses fluidos ocorreram sob temperatura entre 194 e 382°C e pressão entre 0,02 – 3 Kbar, configurando ambiente epi a mesozonal para a formação desse depósito aurífero.

Sendo assim, propõe-se que o Granito do Carmo de composição sienogranítica e formado durante o Paleoproterozoico, foi gerado sob condições epi a mesozonais, a partir do extenso fracionamento de um magma tipo I parental. Esse processo de evolução magmática envolveu a exsolução de fluidos ricos em voláteis, hipersalinos e com grande aporte de metais (Au+Fe+Pb+Zn+Cu), impulsionados para cúpula granítica. A pressão hidráulica resultante das ações desses fluidos confinados permitiu o faturamento da cúpula, e conseqüentemente, a formação de cavidades. Tais fluidos mantinham sob condições físico-químicas delicadas o seu conteúdo de ouro sob forma de complexos iônicos, provavelmente como espécies tipo AuS^- ou $Au(HS)_2$ (Seward, 1984). A interação com as soluções meteóricas de baixa salinidade, favoreceram ao abaixamento



da temperatura e a mudanças na composição do fluido, conduzindo a precipitação de seus conteúdos metálicos, aprisionados em cavidades abertas, constituindo assim, a mineralização aurífera-sulfetada do Depósito Serra Alta (Figura 5.1).

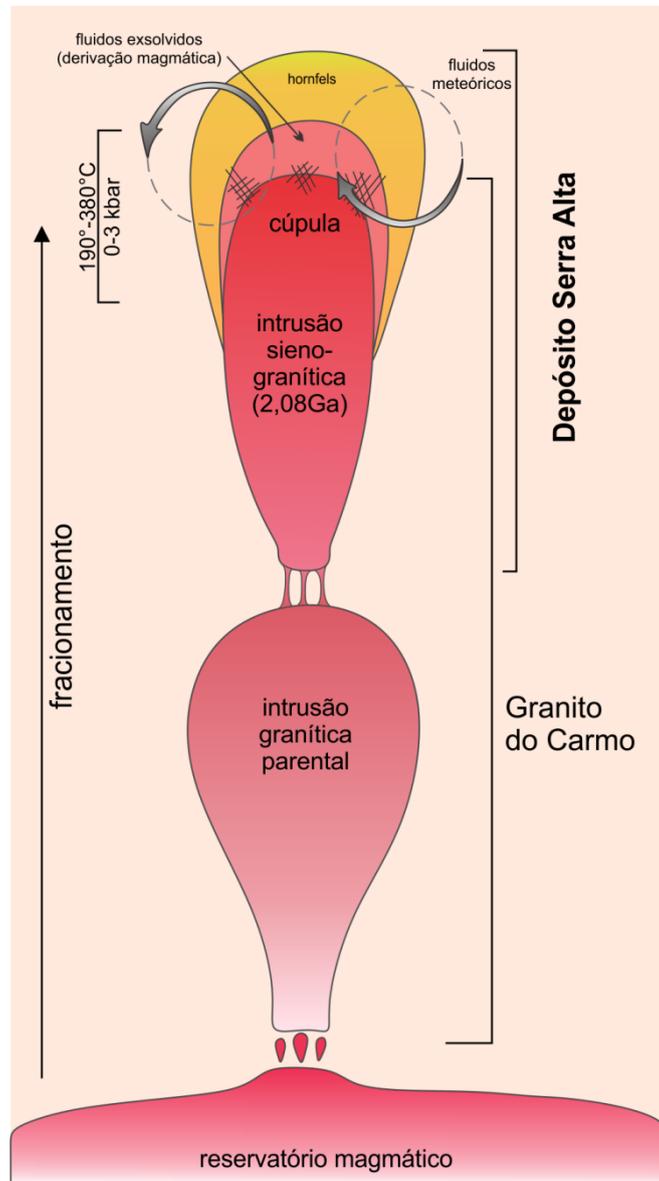


Figura 5.1 – Desenho esquemático representando o modelo hipotético de formação do depósito de ouro Serra Alta(adaptado de Hart, 2007).

5.3 CONCLUSÕES

Os dados obtidos nesse trabalho permitem concluir que:

- O Depósito Serra Alta está localizado na porção de cúpula do Granito do Carmo, onde os sistemas de veios NW-SE e NE-SW se inter cruzam e estão associados a alteração hidrotermal;
- A porção estudada do Granito do Carmo compreende uma fase sienogranítica mais evoluída e fracionada de um magmatismo do tipo I, com características de rochas alcalino-



cálcicas a calci-alcaldas de alto potássio e peraluminosas, com moderado fracionamento entre os ETR leves e pesados;

- O magmatismo responsável pela formação do Granito do Carmo possui idade paleoproterozoica, de 2083 ± 21 Ma, com ϵ_{Nd} (2,083) positivo e idade modelo (T_{DM}) de 1,99-2,07 Ga, e ocorreu em ambiente geotectônico semelhante a um sistema do tipo Cordilheira, como produto da colisão entre placas oceânica e continental;
- A mineralização aurífera ocorre de duas formas principais: como grãos isolados em veios de quartzo e disseminados associados a paragênese sulfetada;
- A associação metálica sulfetada é representada por: pirita; galena; esfalerita com inclusões/exsolução de calcopirita, formando o arranjo do tipo *disease*; calcopirita \pm covelita;
- A alteração hidrotermal é representada por três frentes: Alteração filica a propílica, sulfetação e silicificação;
- Os estudos de inclusões fluidas nos veios de quartzo do sistema NE-SW permitiram identificar três tipos de inclusões: inclusões aquosas ($H_2O - NaCl$), aquocarbônicas ($H_2O - NaCl - CO_2$) e carbônicas (CO_2). O sistema $H_2O-NaCl$ possui salinidade de 0,35-10,23% em peso de NaCl equivalente e densidade de 0,59-0,91 g/cm³, e fluidos aprisionados com temperatura e pressão mínima de 201-381°C e 0,024-0,189 kbar, respectivamente. Os sistemas aquocarbônico e carbônico possuem salinidade entre 1,02-10,1% em peso de NaCl equivalente e densidade de 0,36-0,71 g/cm³ e foram aprisionados com temperatura e pressão mínima de 194-382°C e 0,83-3,05 kbar, respectivamente;
- A presença dos diferentes tipos de fluidos em um mesmo domínio, juntamente com amplo espectro de salinidade e densidade, indicam que o processo hidrotermal tardi a pós-magmático do depósito envolveu a interação de sistemas de fluidos imiscíveis de naturezas magmáticas e meteóricas durante o processo de formação e preenchimento dos veios do sistema NE-SE mineralizado, sob condições epi a mesozonais;
- A fase hidrotermal foi impulsionada para a cúpula do granito, provavelmente ajudada pelos voláteis, com volumoso aporte de metais (Au+Fe+Pb+Zn+Cu). A tensão gerada nessa porção, proporcionou ruptura na cúpula gerando fraturas de extensão que facilitaram a percolação de fluidos, as quais formaram subsequentemente o sistema de veios e vênulas com direções NW-SE e NE-SW;
- Esse processo aliado com interação dos fluidos de naturezas distintas e com abaixamento de temperatura/pressão no sistema hidrotermal, proporcionou a precipitação dos metais presente nesses fluidos.
- Os dados aqui apresentados demonstram que a mineralização aurífera do Depósito Serra Alta é do tipo *Intrusion Related*, em ambiente do tipo Cordilheirano.



CAPÍTULO 6

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1), 1-29.
- Alvarenga C.J.S., Moura C.A.V., Gorayeb P.S.S., Abreu F.A.M. 2000. Paraguay and Araguaia Belts. In: Cordani et al. *Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, SBG*. p. 183-194.
- Anderson, M. R., Rankin, A. H., & Spiro, B. 1992. Fluid mixing in the generation of mesothermal gold mineralisation in the Transvaal Sequence, Transvaal, South Africa. *European Journal of Mineralogy*, 4(5), 933-948.
- Arcanjo, S.H.S., Abreu, F.A.M., Moura, C.A.V. 2013. Evolução geológica das sequências do embasamento do Cinturão Araguaia na região de Paraíso do Tocantins (TO), *Brasil. Braz. J. Geol.*, 43: 501-514.
- Assunção, R. F., & Klein, E. L. 2014. The Moreira Gomes deposit of the Cuiú-Cuiú goldfield: Fluid inclusions and stable isotope constraints and implications for the genesis of granite-hosted gold mineralization in the Tapajós Gold Province, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 49, 85-105.
- Banks, D. A., & Russell, M. J. 1992. Fluid mixing during ore deposition at the Tynagh base-metal deposit, Ireland. *European Journal of Mineralogy*, 4(5), 921-931.
- Barradas J.A.; Lafon, J.N.; Kotschoubey, B. 1992. Geocronologia Pb-Pb e Rb-Sr da Região de Monte do Carmo - Porto Nacional, Tocantins. Novos Resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, SP, p.182-183.
- Barradas, J. A. S. 1993. Geocronologia das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas da porção centro-sul do Estado do Tocantins (região de Porto Nacional-Monte do Carmo). Dissertação (Mestrado) - Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 85p.
- Barton Jr, P. B., & Bethke, P. M. 1987. Chalcopyrite disease in sphalerite: pathology and epidemiology. *American Mineralogist*, 72(5-6), 451-467.
- Bezerra P.E.L., Cunha B.C.C., Ianhez A.C., Potiguar L.A.T, Pitthan J.H.L., Souza Jr.J.J, Montalvao R.M.G, Souza A.M.S. 1981. Associação plutono-vulcânica de Ipueiras. In: SBG, *Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 1, Goiânia, Atas*, 363-375.
- Bodnar, R. J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(3), 683-684.



- Bodnar, R. J. 2003. Reequilibration of fluid inclusions. In: I. Samson, A. Anderson and D. Marshall (Ed.). *Fluid inclusions: analysis and interpretation*. Mineralogical Association of Canada, Vancouver. Short course series, v. 32, c.8, p. 213-231.
- Boynton W.V. 1984. Cosmogenochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63-114.
- Braga L. M. V., Dardenne, M. A., Junqueira-Brod, T. C., Saboia, A. M., Paulino, F., Pereira, G. S. P., Oliveira, A. A. 2008. Geologia da Região da Pedra Furada, Monte do Carmo, TO. In: *IV Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV*, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.
- Brito Neves, B. B., de Sá, J. M., Nilson, A. A., Botelho, N. 1995. A Tafrogênese Estateriana nos Blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e Processos Susequentes. *Revista Geonomos*, 3(2).
- Brito Neves, B. B., Fuck, R. A., & Pimentel, M. M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, 44(3), 493-518.
- Bühn B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MCICPMS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 81: 99-114.
- Burke, E. A. 2001. Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55(1), 139-158.
- Burruss, R. C. 2003. Raman spectroscopy of fluid inclusions. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Edited by I. Samson, A. Anderson, and D. Marshall. Mineralogical Association of Canada, Short Course Ser, 32, 279-289.
- Champion, D. C., & Chappell, B. W. 1992. Petrogenesis of felsic I-type granites: an example from northern Queensland. *Geological Society of America Special Papers*, 272, 115-126.
- Chaves C. L., Gorayeb P. S. S., Moura C. A. V. 2003. A Granitogênese Paleoproterozóica no Setor Setentrional da Província Tocantins: Idades Modelo (TDM) e Evaporação de Pb em zircão. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia, VIII, Manaus*, Anais. CD-ROM.
- Chaves C. L., Gorayeb, P. S. S., Moura, C. A. V. 2008. Geologia, geocronologia e litoquímica dos granitos paleoproterozóicos tipo A do setor setentrional da Província Tocantins. *Revista Brasileira de Geociências*, 38: 366-378.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappell B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80:189-200.
- Collins, P. L. 1979. Gas hydrates in CO₂-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6), 1435-1444.



- Costa J.B.S. 1985. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro norte de Goiás. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p.
- Costa J.B.S., Lemos R.L., Martins J.P.A., Beltrão L.F., Góes A.M., Hasui Y. 1984. Geologia da região de Porto Nacional. *Revista Brasileira de Geociências*, 14 (1):3-11.
- Creaser, R. A., Price, R. C., & Wormald, R. J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, 19(2), 163-166.
- Cumming, G. L., & Richards, J. R. 1975. Ore lead isotope ratios in a continuously changing Earth. *Earth and Planetary Science Letters*, 28(2), 155-171.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Jr. J.J., Montalvão R.M.G., Souza A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Projeto RADAM BRASIL. Geologia da Folha SC. 22 Tocantins, Rio de Janeiro, Secretaria Geral/ MME. (Lev. Rec. Nat. 22).
- Debon, F. & Le Fort, P.. 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 73, 135–149
- Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira A.J., Guimaraes, J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Lacerda Filho J.V., Valeste C.R., Perrota M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. In: Luiz Augusto Bizzi; Carlos Shobbenhaus; Roberta Mary Viddoti; Joao Henrique Goncalves. (Org.). *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Brasília, Editora Universidade de Brasília*, p. 227-334.
- DePaolo D.J. 1981. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust–mantle evolution in the Proterozoic. *Nature*, 291:193-197.
- Diamond, L. W. 1992. Stability of CO₂ clathrate hydrate+ CO₂ liquid+ CO₂ vapour + aqueous KCl-NaCl solutions: Experimental determination and application to salinity estimates of fluid inclusions*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56(1), 273-280.
- Diamond, L. W. 2003. Introduction to gas-bearing, aqueous fluid inclusions. *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*, 32, 101-158.
- Dodson, M. H. 1973. Closure temperature in cooling geochronological and petrological systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 40(3), 259-274.
- Duschek, W., Kleinrahm, R., & Wagner, W. 1990. Measurement and correlation of the (pressure, density, temperature) relation of carbon dioxide I. The homogeneous gas and liquid regions in the temperature range from 217 K to 340 K at pressures up to 9 MPa. *The Journal of Chemical Thermodynamics*, 22(9), 827-840.
- Eby, G.N. 1992. Chemical subdivisions of A-type granitoids: Petrogenesis and tectonic implications. *Geology*, 20:614-644.



- Faure, G. 1986. *Principles of isotope geology*. John Wiley and Sons, New York, USA, 475 p.
- Foster, M. D. 1960. Interpretation of the composition of lithium micas. *US Geol. Surv., Prof. Pap.*
- Foxford K.A., Nicholson R.A., Polya D.A., Hebblethwaite R.P.B. 2000. Extensional failure and hydraulic valving at Minas da Panasqueira, Portugal. *Journal of Structural Geology*, 22:1065-1086.
- Frezzotti, M. L., Tecce, F., & Casagli, A. 2012. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis. *Journal of Geochemical Exploration*, 112, 1-20.
- Frost, B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, 42(11):2033-2048.
- Frost, C. D., & Frost, B. R. 2010. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin. *Journal of Petrology*, egq070.
- Gióia, S. M. C. L., & Pimentel, M. M. 2000. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 72(2), 219-245.
- Gorayeb, P.S.S. 1996. Petrologia e evolução crustal das rochas de alto grau de Porto Nacional – TO. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 258 p.
- Gorayeb, P.S.S., Moura C.A.V., Arcanjo S.H.S. 2000a. Granitogenesis events in the Porto Nacional – Palmas – Paraiso do Tocantins region, Tocantins Province, Brazil. In: *Internat. Geol. Congr.* 31., CD ROM.
- Gorayeb, P.S.S., Moura C.A.V., Barros G.R. 2000b. Pb-Pb zircon ages of the Porto Nacional high-grade metamorphic terrain, northern portion of the Goiás Massif, Central Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 30:190-194.
- Gorayeb, P.S.S., Moura C.A.V., Chaves C.L. 2001. A granitogênese neoproterozóica no setor setentrional da Província Tocantins: implicações para redefinição da Suíte Lajeado. In: *SBG-NO, Simp. Geol. Amaz., 7, Belém, Boletim de Resumos Expandidos*, CD-Rom.
- Gorayeb, P.S.S., Palermo N., Leite A.A.A. 1992. As vulcânicas de Monte do Carmo-TO: caracterização geológica - petrográfica e relacionamento estratigráfico com o Grupo Natividade, Granito do Carmo e Formação Monte do Carmo. In: *SBG, Congr. Bras. Geol.* 37, São Paulo, Bol. Res. Expand., p. 313-314.
- Gorayeb, P. S. S., Chaves, C. L., Moura, C. A. V., & da Silva Lobo, L. R. 2013. Neoproterozoic granites of the Lajeado intrusive suite, north-center Brazil: A late Ediacaran remelting of a Paleoproterozoic crust. *Journal of South American Earth Sciences*, 45, 278-292.



- Guha, J., Archambault G., Leroy J. 1983. A correlation between the evolution of mineralizing fluid and the geomechanical development of a shear zone as illustrated by the Hendersin 2 mine, Quebec. *Economic Geology*, 78(8):1605-1618.
- Harris, N. B., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81.
- Hart, C. J. 2007. Reduced intrusion-related gold systems. *Mineral Deposits of Canada: A synthesis of Major deposit types, district metallogeny, the Evolution of geological provinces, and exploration methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication*, 5, 95-112.
- Hasui Y., Costa J.B.S., Gorayeb P.S.S., Lemos R.L., Gama Jr. T., Bemerguy, R.L. 1984. Geologia da região de Paraíso do Norte de Goiás. In: SBG, *Cong. Bras. Geol.*, 33, RJ, Anais, p. 2220-2230.
- Heaman, L., & Parrish, R. 1991. U-Pb geochronology of accessory minerals, Short Course Handbook on Applications of Radiogenic Isotope Systems to Problems in Geology, 19 L. Heaman, JN Ludden, 59-102.
- Heinrich, C. A. 2007. Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1), 363-387.
- Hey, M.H., 1954. A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine*, 30, 277-292.
- Irvine T.N. & Baragar W.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common igneous rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, p. 523-548.
- Jensen M.L. & Bateman A.M. 1981. Economic mineral deposits: revised printing. *John Wiley & Sons Ed.*, New York, 3rd edition, 593 p.
- Jiang, N., Zhang, S., Zhou, W., & Liu, Y. 2009. Origin of a Mesozoic granite with A-type characteristics from the North China craton: highly fractionated from I-type magmas?. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158(1), 113-130.
- Lattard, D. 1995. Experimental evidence for the exsolution of ilmenite from titaniferous spinel. *American Mineralogist*, 80(9-10), 968-981.
- Le Maitre. R.W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M.J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sorensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A.R. & Zanettin, B., 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Blackwell Scientific Publications*, Oxford, U.K.



- Lobato, L.M. 1993. Processos de Mineralização e Alteração Hidrotermal: Apostila de Estudo. Departamento de Geologia, Instituto de Geociência, Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG. 73p e anexos.
- Ludwig, K. R. 1980. Calculation of uncertainties of U-Pb isotope data. *Earth and Planetary Science Letters*, 46(2), 212-220.
- Miller, C. F., Stoddard, E. F., Bradfish, L. J., & Dollase, W. A. (1981). Composition of Plutonic Muscovite: Genetic Implications. *Canadian Mineralogist*, 19, 25-34.
- Monier, G., & Robert, J. L. 1986. Evolution of the miscibility gap between muscovite and biotite solid solutions with increasing lithium content: an experimental study in the system K₂O–Li₂O–MgO–FeO–Al₂O₃–SiO₂–H₂O–HF. *Mineralogical Magazine*, 50(4), 641-651.
- Palermo N. 1988. Geologia e Mineralizações auríferas da região de Monte do Carmo, Goiás. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, UFRJ, 139p.
- Patino Douce, A.E., 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, 25, 743-746.
- Paulino F., Dardenne M. A., Junqueira-Brod T. C., Saboia A. M., Braga L. M. V., Silveira D. A., Gomide C. S., Pereira G. S. P., Oliveira A. A. 2008. Geologia da Região do Córrego Saleiro, Suíte Vulcânica Santa Rosa, Monte do Carmo, TO. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, IV, Foz do Iguaçu - PR. Anais - CD-ROM.
- Pearce, J.A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. *Episodes*, 19, 120-125.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- Pimentel M.M., Heaman L., Fuck R.A., Marini O.J. 1991. U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- Pirajno, F. 2009. Hydrothermal processes associated with meteorite impacts. In *Hydrothermal Processes and Mineral Systems* (pp. 1097-1130). Springer Netherlands.
- Quaresma E. C. & Kotschoubey B. 2002. Caracterização preliminar de Sequência Vulcânica Básica a Intermediária Areinhas, região de Monte do Carmo, Tocantins. In: *SBG, Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados*, 2, Belém. Resumos.
- Queiroz J.P.C., Kotschoubey B., Lafon, J.M. 1999. Magmatismo e evolução geotectônica na região de Monte do Carmo, centro-sul do Estado do Tocantins. In: *SBG, Simpósio da geologia da Amazônia*, 6, Manaus, Anais, p.574-576.



- Ramboz, C., Pichavant, M., & Weisbrod, A. 1982. Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1-2), 29-48.
- Roedder, E. 1984. Fluid inclusions. In: Ribe, P.H. (Ed.), Mineralogical Society of America. *Reviews in Mineralogy*, vol. 12, 644 p.
- Roedder, E. & Bodnar, R.J. 1997. Fluids inclusions studies on hydrothermal ore deposits. In: Barnes, H.L. 1997. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. John Wiley & Sons, Inc. p. 657 – 698.
- Saboia, A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C. 2007. Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Monte do Carmo, da Suíte Santa Rosa e da Formação Monte do Carmo, Região de Monte do Carmo (TO). In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia, X, Porto Velho-RO*. CD-ROM.
- Saboia, A. M., Dardenne M. A., Junqueira-Brod, T. C., Dantas E.L., Palermo N. 2009. Dados Isotópicos e Geocronológicos da região de Monte do Carmo - TO. In: SBG, *Simpósio de Geologia da Amazônia, XI, Manaus*. CD-ROM.
- Saboia, A.M. 2009. O vulcanismo em Monte do Carmo e litoestratigrafia do grupo Natividade, estado de Tocantins. Dissertação (Mestrado em Geociências) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 71p.
- Sachett C.R. 1996. Geologia, geoquímica isotópica e aspectos metalogenéticos das rochas ígneas e mineralizações auríferas associadas, Região de Monte do Carmo-TO. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Pará, 92 p.
- Seward, T.M. 1984. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems. In R.P.Foster (Ed.) *Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits*. Balkema (Edt), Rotterdam, c.III, pp. 165-181.
- Shand, S.J. 1943. The eruptive rocks. New York, *John Wiley ed.*, 2nd, 444 p.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., & Alderton, D. H. M. 1985. A practical guide to fluid inclusion studies. *Blackie*, Glasgow.
- Souza, S.H.P. & Moura C.A.V. 1996. Considerações Estratigráficas, com base em Datações Geocronológicas, para as Rochas Graníticas de Paraíso do Tocantins (TO). In: SBG, *Simp. Geol. Amazônia*, 5, Anais.
- Stacey, J. T., & Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, 26(2), 207-221.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1):1-33.



- Sylvester, P. J. 1989. Post-collisional alkaline granites. *The Journal of Geology*, 261-280.
- Thompson R.N. 1982. Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology*, 18:49-107.
- Tindle, A. G. & Webb, P. C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, 595-610.
- Tischendorf, G., Förster, H. J., Gottesmann, B., & Rieder, M. 2007. True and brittle micas: composition and solid-solution series. *Mineralogical Magazine*, 71(3), 285-320.
- Watson, E. B., & Harrison, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2), 295-304.
- Watson, E. B., & Harrison, T. M. 1984. Accessory minerals and the geochemical evolution of crustal magmatic systems: a summary and prospectus of experimental approaches. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 35(1-3), 19-30.
- Wetherill, G. W. 1956. An interpretation of the Rhodesia and Witwatersrand age patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 9(5-6), 290-292.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.
- Wilkinson, J. J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1), 229-272.
- Wyborn, L. A. 2001. Granites and copper gold metallogenesis in the Australian Proterozoic. *The metallogenic potential of Australian Proterozoic granites: Geo-science Australia, Record*, 12, 5-51.
- Zhang, Y. G., & Frantz, J. D. 1987. Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl KCl CaCl₂ H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*, 64(3), 335-350.



ANEXOS



7 ANEXOS

7.1 TABELAS DE DADOS DA MICROSSONDA ELETRÔNICA

Tabela 7.1 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de feldspato potássico analisados.

K-Feldspato	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	NiO	V ₂ O ₃	F	Cl	(OH)	Total
JMSA02B_C2 kf 1	63,563	0,000	18,066	0,011	0,018	0,026	0,000	0,000	0,000	0,311	16,413	0,013	0,040	0,000	0,000	0,002	1,555	100,000
JMSA14B_C2 kf 1	62,832	0,165	18,432	0,038	0,068	0,097	0,024	0,000	0,020	0,257	16,407	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,729	100,001
JMSA14B_C6 kf 1	61,781	0,080	18,489	0,050	0,034	0,049	0,000	0,000	0,025	0,372	16,418	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	2,737	100,001
JMSA14B_C6 kf 3	62,098	0,000	18,284	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,342	16,562	0,000	0,000	0,003	0,000	0,022	2,645	100,000
JMSA28C_C2 kf 1	66,035	0,000	18,394	0,000	0,043	0,062	0,000	0,000	0,029	0,291	16,448	0,000	0,000	0,000	0,000	0,034	0,000	101,285
JMSA28C_C2 kf 2	64,966	0,000	18,247	0,111	0,056	0,080	0,000	0,000	0,047	0,364	16,917	0,000	0,035	0,012	0,000	0,040	0,000	100,810
JMSA28C_C3 kf 1	65,573	0,154	18,157	0,075	0,055	0,079	0,000	0,004	0,000	0,299	15,918	0,000	0,000	0,048	0,000	0,027	0,000	100,328
JMSA28C_C4 kf 1	65,400	0,000	18,137	0,000	0,008	0,012	0,023	0,000	0,025	0,235	16,606	0,000	0,019	0,000	0,000	0,023	0,000	100,475
JMSA32_C1 kf 1	66,204	0,000	18,456	0,026	0,023	0,033	0,000	0,000	0,009	0,222	16,493	0,062	0,000	0,040	0,000	0,029	0,000	101,567
JMSA35_C1 kf1	63,936	0,000	17,975	0,000	0,003	0,004	0,005	0,000	0,029	0,315	16,186	0,000	0,054	0,000	0,000	0,176	1,358	99,998
JMSA35_C3 kf1	63,985	0,005	17,755	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,003	0,237	16,028	0,011	0,000	0,000	0,000	0,024	1,953	100,001
JMSA35_C6 kf1	63,623	0,000	18,341	0,000	0,054	0,077	0,030	0,001	0,000	0,333	16,372	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,227	100,004
JMSA35_C6 kf2	63,822	0,045	17,688	0,026	0,000	0,000	0,010	0,001	0,000	0,195	16,070	0,000	0,000	0,002	0,000	0,068	2,089	100,001
JMSA35_C7 kf1	64,143	0,000	17,815	0,000	0,000	0,000	0,039	0,000	0,022	0,385	16,119	0,000	0,000	0,000	0,000	0,005	1,474	100,001

Tabela 7.2 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de feldspato potássico analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios.

K-Feldspato	Si	Ti	Al	Cr	Fe ₃	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	P	Ni	V	tot. cat.	tot. oxy.	An	Ab	Or
JMSA02B C2 kf 1	2,9921	0,0000	1,0023	0,0004	0,0006	0,0010	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0284	0,9856	0,0005	0,0015	0,0000	5,0125	8,0000	0,000	2,799	97,201
JMSA14B C2 kf 1	2,9663	0,0059	1,0256	0,0014	0,0024	0,0038	0,0010	0,0000	0,0010	0,0000	0,0235	0,9881	0,0000	0,0000	0,0000	5,0190	8,0000	0,100	2,323	97,577
JMSA14B C6 kf 1	2,9531	0,0029	1,0416	0,0019	0,0012	0,0020	0,0000	0,0000	0,0013	0,0000	0,0345	1,0011	0,0000	0,0000	0,0000	5,0395	8,0000	0,123	3,325	96,552
JMSA14B C6 kf 3	2,9436	0,0000	1,0215	0,0018	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0314	1,0015	0,0000	0,0000	0,0001	5,0000	7,9388	0,000	3,043	96,957
JMSA28C C2 kf 1	3,0103	0,0000	0,9882	0,0000	0,0015	0,0024	0,0000	0,0000	0,0014	0,0000	0,0257	0,9565	0,0000	0,0000	0,0000	4,9860	8,0000	0,144	2,615	97,241
JMSA28C C2 kf 2	2,9923	0,0000	0,9905	0,0040	0,0019	0,0031	0,0000	0,0000	0,0023	0,0000	0,0325	0,9940	0,0000	0,0013	0,0004	5,0225	8,0000	0,225	3,159	96,615
JMSA28C C3 kf 1	3,0114	0,0053	0,9827	0,0027	0,0019	0,0030	0,0000	0,0003	0,0000	0,0000	0,0266	0,9326	0,0000	0,0000	0,0018	4,9683	8,0000	0,000	2,776	97,224
JMSA28C C4 kf 1	3,0110	0,0000	0,9841	0,0000	0,0003	0,0005	0,0009	0,0000	0,0012	0,0000	0,0210	0,9753	0,0000	0,0007	0,0000	4,9950	8,0000	0,124	2,103	97,774



JMSA32 C1 kf 1	3,0085	0,0000	0,9885	0,0009	0,0008	0,0013	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000	0,0196	0,9561	0,0024	0,0000	0,0015	4,9799	8,0000	0,045	2,004	97,951
JMSA35 C1 kf1	3,0023	0,0000	0,9948	0,0000	0,0001	0,0002	0,0002	0,0000	0,0015	0,0000	0,0287	0,9696	0,0000	0,0020	0,0000	4,9994	8,0000	0,146	2,869	96,985
JMSA35 C3 kf1	3,0136	0,0002	0,9856	0,0000	0,0001	0,0002	0,0000	0,0000	0,0002	0,0000	0,0216	0,9631	0,0004	0,0000	0,0000	4,9850	8,0000	0,015	2,198	97,787
JMSA35 C6 kf1	2,9837	0,0000	1,0137	0,0000	0,0019	0,0030	0,0012	0,0001	0,0000	0,0000	0,0303	0,9795	0,0000	0,0000	0,0000	5,0134	8,0000	0,000	2,999	97,001
JMSA35 C6 kf2	3,0215	0,0016	0,9869	0,0010	0,0000	0,0000	0,0004	0,0001	0,0000	0,0000	0,0179	0,9706	0,0000	0,0000	0,0001	5,0000	8,0228	0,000	1,811	98,189
JMSA35 C7 kf1	3,0112	0,0000	0,9857	0,0000	0,0000	0,0000	0,0016	0,0000	0,0011	0,0000	0,0350	0,9654	0,0000	0,0000	0,0000	5,0000	8,0039	0,110	3,499	96,391

Tabela 7.3 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de plagioclásio analisados.

Plagioclásio	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	NiO	V ₂ O ₃	F	Cl	(OH)	Total
JMSA04B C1 pl 1	67,222	0,000	19,575	0,023	0,011	0,016	0,000	0,000	0,269	12,028	0,085	0,035	0,000	0,000	0,000	0,008	0,740	99,999
JMSA04B_C1 pl 2	67,521	0,318	19,641	0,000	0,036	0,052	0,082	0,000	0,469	12,006	0,069	0,000	0,041	0,001	0,000	0,006	0,000	100,205
JMSA04C_C1 pl 1	68,197	0,000	19,496	0,000	0,025	0,035	0,052	0,000	0,070	12,193	0,095	0,042	0,000	0,002	0,000	0,004	0,000	100,185
JMSA04C_C1 pl 2	68,783	0,000	19,473	0,000	0,001	0,001	0,030	0,000	0,013	11,780	0,063	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	100,186
JMSA14B_C5 pl 1	63,541	0,135	20,489	0,000	0,137	0,196	0,002	0,030	0,095	11,510	0,815	0,000	0,025	0,017	0,000	0,000	3,143	99,998
JMSA14B_C5 pl 2	63,771	0,026	19,969	0,000	0,042	0,060	0,034	0,000	0,692	11,760	0,174	0,000	0,000	0,044	0,000	0,010	3,463	100,001
JMSA22A_C2 pl 1	67,681	0,000	19,718	0,000	0,110	0,157	0,012	0,008	0,000	12,214	0,025	0,000	0,056	0,000	0,000	0,006	0,125	100,001
JMSA22A_C2 pl 2	67,105	0,000	19,392	0,000	0,069	0,098	0,153	0,000	0,032	12,115	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,055	99,999
JMSA22A_C3 pl 1	68,235	0,014	19,449	0,014	0,001	0,002	0,005	0,000	0,260	11,704	0,082	0,000	0,008	0,039	0,000	0,000	0,186	99,998
JMSA22A_C3 pl 2	68,309	0,000	19,542	0,024	0,000	0,000	0,000	0,003	0,005	12,348	0,094	0,000	0,000	0,041	0,000	0,000	0,000	100,366
JMSA35 C4 pl1	67,025	0,000	19,367	0,087	0,058	0,083	0,000	0,005	0,204	11,388	0,134	0,048	0,000	0,063	0,000	0,034	1,571	100,001
JMSA39_C1 pl 1	70,064	0,124	19,723	0,000	0,004	0,005	0,000	0,000	0,019	11,997	0,043	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	101,975
JMSA39_C2 pl 1	69,869	0,119	19,727	0,060	0,000	0,000	0,058	0,000	0,005	12,119	0,046	0,035	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	102,040
JMSA39_C2 pl 2	70,267	0,000	19,609	0,000	0,006	0,009	0,000	0,004	0,037	12,076	0,083	0,014	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	102,104
JMSA39_C3 pl 1	69,813	0,113	19,355	0,048	0,013	0,018	0,000	0,000	0,009	12,040	0,079	0,000	0,017	0,023	0,000	0,008	0,000	101,521
JMSA39_C3 pl 2	70,202	0,024	19,551	0,037	0,000	0,000	0,007	0,000	0,042	11,946	0,130	0,082	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	102,026
JMSA39_C3 pl 3	70,069	0,000	19,466	0,000	0,014	0,020	0,093	0,000	0,026	12,445	0,065	0,059	0,004	0,000	0,000	0,016	0,000	102,259
*JMSA14B_C2 kf 2	64,591	0,000	19,776	0,039	0,027	0,039	0,000	0,000	0,394	11,850	0,100	0,039	0,000	0,022	0,000	0,000	3,150	100,000
*JMSA14B_C6 kf 2	66,552	0,108	19,768	0,011	0,058	0,083	0,139	0,030	0,290	11,835	0,099	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	1,078	99,999
*JMSA14B_C6 kf 4	65,589	0,000	19,363	0,101	0,000	0,000	0,013	0,016	0,178	12,163	0,221	0,000	0,000	0,019	0,000	0,013	2,326	99,999
*JMSA28C_C1 kf 1	66,186	0,127	18,323	5,436	0,021	0,030	0,000	0,000	0,178	11,248	0,095	0,000	0,058	0,000	0,000	0,000	0,000	101,681

Tabela 7.4 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de plagioclásio analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios

Plagioclásio	Si	Ti	Al	Cr	Fe ₃	Fe ₂	Mn	Mg	Ca	Ba	Na	K	P	Ni	V	tot. cat.	tot. oxy.	An	Ab	Or
JMSA04BC1 pl 1	2,9682	0,0000	1,0187	0,0008	0,0004	0,0006	0,0000	0,0000	0,0127	0,0000	1,0297	0,0048	0,0013	0,0000	0,0000	5,0372	8,0000	1,2152	98,328	0,4572



JMSA04BC1 pl 2	2,9579	0,0105	1,0141	0,0000	0,0012	0,0019	0,0030	0,0000	0,0220	0,0000	1,0198	0,0039	0,0000	0,0014	0,0000	5,0357	8,0000	2,1053	97,526	0,3688
JMSA04C C1 pl 1	2,9812	0,0000	1,0044	0,0000	0,0008	0,0013	0,0019	0,0000	0,0033	0,0000	1,0334	0,0053	0,0016	0,0000	0,0001	5,0332	8,0000	0,3146	99,177	0,5084
JMSA04CC1 pl 2	2,9973	0,0000	1,0001	0,0000	0,0000	0,0000	0,0011	0,0000	0,0006	0,0000	0,9953	0,0035	0,0016	0,0000	0,0000	4,9996	8,0000	0,0607	99,589	0,3504
JMSA14BC5 pl 1	2,8933	0,0046	1,0995	0,0000	0,0047	0,0075	0,0001	0,0020	0,0046	0,0000	1,0162	0,0473	0,0000	0,0009	0,0006	5,0814	8,0000	0,4339	95,134	4,4323
JMSA14BC5 pl 2	2,9100	0,0009	1,0739	0,0000	0,0014	0,0023	0,0013	0,0000	0,0338	0,0000	1,0405	0,0101	0,0000	0,0000	0,0016	5,0759	8,0000	3,1199	95,946	0,9341
JMSA22AC2 pl 1	2,9685	0,0000	1,0193	0,0000	0,0036	0,0058	0,0004	0,0005	0,0000	0,0000	1,0387	0,0014	0,0000	0,0020	0,0000	5,0401	8,0000	0,0000	99,866	0,1345
JMSA22AC2 pl 2	2,9727	0,0000	1,0124	0,0000	0,0023	0,0036	0,0057	0,0000	0,0015	0,0000	1,0406	0,0028	0,0000	0,0000	0,0000	5,0416	8,0000	0,1454	99,590	0,2650
JMSA22A C3 pl 1	2,9890	0,0005	1,0041	0,0005	0,0000	0,0000	0,0002	0,0000	0,0122	0,0000	0,9940	0,0046	0,0000	0,0003	0,0014	5,0068	8,0000	1,2072	98,339	0,4533
JMSA22AC3 pl 2	2,9580	0,0000	0,9974	0,0008	0,0000	0,0000	0,0000	0,0002	0,0002	0,0000	1,0367	0,0052	0,0000	0,0000	0,0014	5,0000	7,9369	0,0223	99,479	0,4983
JMSA35C4 pl1	2,9780	0,0000	1,0142	0,0031	0,0019	0,0031	0,0000	0,0003	0,0097	0,0000	0,9810	0,0076	0,0018	0,0000	0,0022	5,0029	8,0000	0,9727	98,266	0,7608
JMSA39C1 pl 1	2,9995	0,0040	0,9951	0,0000	0,0001	0,0002	0,0000	0,0000	0,0009	0,0000	0,9958	0,0023	0,0000	0,0000	0,0000	4,9980	8,0000	0,0872	99,678	0,2351
JMSA39C2 pl 1	2,9885	0,0038	0,9945	0,0020	0,0063	-0,006	0,0021	0,0000	0,0002	0,0000	1,0050	0,0025	0,0013	0,0001	0,0000	5,0000	7,9918	0,0227	99,728	0,2491
JMSA39C2 pl 2	3,0053	0,0000	0,9884	0,0000	0,0002	0,0003	0,0000	0,0003	0,0017	0,0000	1,0014	0,0045	0,0005	0,0000	0,0000	5,0026	8,0000	0,1683	99,382	0,4494
JMSA39C3 pl 1	3,0048	0,0037	0,9818	0,0016	0,0004	0,0006	0,0000	0,0000	0,0004	0,0000	1,0047	0,0043	0,0000	0,0006	0,0008	5,0038	8,0000	0,0411	99,529	0,4297
JMSA39C3 pl 2	3,0067	0,0008	0,9869	0,0013	0,0149	-0,015	0,0003	0,0000	0,0019	0,0000	0,9920	0,0071	0,0030	0,0000	0,0002	5,0000	8,0140	0,1925	99,098	0,7096
JMSA39C3 pl 3	2,9988	0,0000	0,9819	0,0000	0,0005	0,0007	0,0034	0,0000	0,0012	0,0000	1,0327	0,0035	0,0021	0,0001	0,0000	5,0249	8,0000	0,1149	99,543	0,3421
*JMSA14BC2 kf2	2,9304	0,0000	1,0574	0,0014	0,0009	0,0015	0,0000	0,0000	0,0192	0,0000	1,0424	0,0058	0,0015	0,0000	0,0008	5,0612	8,0000	1,7944	97,663	0,5423
*JMSA14B C6 kf2	2,9518	0,0036	1,0333	0,0004	0,0019	0,0031	0,0052	0,0020	0,0138	0,0000	1,0177	0,0056	0,0000	0,0000	0,0000	5,0385	8,0000	1,3288	98,131	0,5401
*JMSA14BC6 kf4	2,9126	0,0000	1,0134	0,0035	0,0000	0,0000	0,0005	0,0011	0,0085	0,0000	1,0472	0,0125	0,0000	0,0000	0,0007	5,0000	7,8916	0,7928	98,035	1,1720
*JMSA28C C1 kf1	2,8989	0,0042	0,9458	0,1882	0,0007	0,0011	0,0000	0,0000	0,0084	0,0000	0,9552	0,0053	0,0000	0,0020	0,0000	5,0098	8,0000	0,8622	98,590	0,5479

Tabela 7.5 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de muscovita analisados.

Mica branca	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	F	Cl	Cr ₂ O ₃	NiO	Li ₂ O*	H ₂ O*	O=F,Cl	Total
JMSA02BC3mb1	45,090	0,000	37,147	0,551	0,266	0,070	0,011	0,000	0,576	10,470	0,034	0,028	0,000	0,000	0,000	4,444	0,021	98,67
JMSA02BC3mb2	44,788	0,000	36,827	0,422	0,169	0,043	0,011	0,000	0,489	10,606	0,000	0,005	0,000	0,006	0,000	4,428	0,001	97,79
JMSA02BC4mb1	45,220	0,267	36,596	0,927	0,202	0,033	0,000	0,000	0,527	10,340	0,069	0,000	0,000	0,000	0,000	4,428	0,029	98,58
JMSA14BC1mb1	43,769	0,147	34,658	1,195	0,229	0,412	0,235	0,000	0,426	10,004	0,149	0,018	0,000	0,040	0,000	4,229	0,067	95,44
JMSA14BC2mb1	45,719	0,000	33,420	3,689	0,290	0,142	0,000	0,000	0,618	10,082	0,000	0,010	0,000	0,002	0,000	4,388	0,002	98,36
JMSA14BC2mb2	44,444	0,025	29,846	4,239	0,223	1,412	0,004	0,000	0,143	9,978	0,343	0,000	0,000	0,026	0,031	4,038	0,144	94,61
JMSA04BC2mb1	49,590	0,115	28,952	4,457	0,002	0,970	0,003	0,000	0,116	9,758	0,296	0,002	0,162	0,042	0,016	4,283	0,125	98,64
JMSA04BC3mb1	48,421	0,065	32,233	3,119	0,000	0,625	0,000	0,000	0,062	10,081	0,184	0,004	0,050	0,017	0,000	4,383	0,078	99,17
JMSA04CC3mb1	50,199	0,000	29,604	4,272	0,108	0,782	0,034	0,000	0,096	10,238	0,172	0,008	0,000	0,025	0,000	4,393	0,074	99,86
JMSA14BC4mb1	45,460	0,245	29,666	5,637	0,009	1,252	0,037	0,000	0,103	10,331	0,229	0,000	0,000	0,015	0,000	4,172	0,096	97,06
JMSA22AC1mb1	49,218	0,155	32,746	3,683	0,112	0,550	0,056	0,000	0,087	10,001	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	4,555	0,000	101,19



JMSA22AC3mb1	49,308	0,172	30,158	3,178	0,076	1,188	0,094	0,000	0,109	10,023	0,117	0,000	0,101	0,011	0,000	4,399	0,049	98,88
JMSA22AC3mb2	43,517	0,245	23,709	10,763	1,485	0,896	4,073	0,000	0,055	7,901	0,111	0,023	0,012	0,000	0,000	4,040	0,052	96,78
JMSA22AC5mb1	49,844	0,000	30,350	4,216	0,000	0,693	0,049	0,000	0,183	10,055	0,094	0,003	0,000	0,030	0,000	4,440	0,040	99,92
JMSA22AC5mb2	49,485	0,099	32,038	2,595	0,000	1,097	0,052	0,000	0,050	9,828	0,164	0,000	0,062	0,000	0,000	4,447	0,069	99,85
JMSA22AC5mb3	49,660	0,200	30,780	3,562	0,005	0,641	0,018	0,000	0,147	10,014	0,006	0,000	0,000	0,019	0,000	4,482	0,003	99,53
JMSA22BC1mb1	46,442	0,000	30,788	3,887	0,000	0,841	0,031	0,000	0,172	10,567	0,180	0,001	0,000	0,000	0,000	4,242	0,076	97,07
JMSA22BC2mb1	47,299	0,050	30,411	3,558	0,023	0,865	0,000	0,000	0,140	10,581	0,096	0,010	0,000	0,021	0,000	4,303	0,043	97,31
JMSA35C1mb1	47,445	0,448	27,798	5,165	0,028	1,684	0,030	0,000	0,062	10,413	0,498	0,000	0,036	0,045	0,079	4,085	0,210	97,61
JMSA35C1mb2	45,866	0,576	25,037	6,886	0,000	1,837	0,050	0,000	0,034	10,977	0,510	0,009	0,050	0,000	0,083	3,917	0,217	95,62
JMSA35C2mb1	49,311	0,000	27,168	4,523	0,011	2,077	0,021	0,000	0,071	10,541	0,889	0,000	0,038	0,000	0,201	3,962	0,374	98,44
JMSA35C2mb2	46,307	0,425	28,314	4,758	0,015	1,513	0,071	0,000	0,053	10,383	0,502	0,007	0,113	0,023	0,080	4,029	0,213	96,38
JMSA35C4mb1	48,798	0,284	28,394	2,977	0,066	1,965	0,007	0,000	0,096	9,690	0,534	0,006	0,062	0,004	0,090	4,113	0,226	96,86
JMSA35C6mb1	48,548	0,544	25,100	6,111	0,000	2,267	0,000	0,000	0,055	10,441	0,794	0,003	0,000	0,000	0,171	3,925	0,335	97,62
JMSA35C6mb2	47,130	0,695	28,538	5,006	0,080	1,387	0,052	0,000	0,066	10,553	0,419	0,022	0,065	0,074	0,055	4,134	0,181	98,09

Tabela 7.6 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de muscovita analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios.

Mica branca	Si	Al ^{IV}	Sítio T (soma)	Al ^{VI}	Ti	Fe	Mn	Mg	Sítio O	Li*	Ca	Na	Ba
JMSA02B C3mb1	6,053	1,947	8,000	3,930	0,000	0,062	0,030	0,014	4,036	0,000	0,002	0,150	0,000
JMSA02B C3mb2	6,064	1,936	8,000	3,940	0,000	0,048	0,019	0,009	4,016	0,000	0,002	0,128	0,000
JMSA02B C4mb1	6,079	1,921	8,000	3,878	0,027	0,104	0,023	0,007	4,039	0,000	0,000	0,137	0,000
JMSA14B C1mb1	6,097	1,903	8,000	3,788	0,015	0,139	0,027	0,086	4,056	0,000	0,035	0,115	0,000
JMSA14B C2mb1	6,243	1,757	8,000	3,623	0,000	0,421	0,034	0,029	4,107	0,000	0,000	0,164	0,000
JMSA14B C2mb2	6,344	1,656	8,000	3,366	0,003	0,506	0,027	0,300	4,202	0,018	0,001	0,040	0,000
JMSA04B C2mb1	6,721	1,279	8,000	3,347	0,012	0,505	0,000	0,196	4,060	0,009	0,000	0,030	0,000
JMSA04B C3mb1	6,494	1,506	8,000	3,590	0,007	0,350	0,000	0,125	4,071	0,000	0,000	0,016	0,000
JMSA04C C3mb1	6,724	1,276	8,000	3,398	0,000	0,479	0,012	0,156	4,045	0,000	0,005	0,025	0,000
JMSA14B C4mb1	6,367	1,633	8,000	3,265	0,026	0,660	0,001	0,261	4,214	0,000	0,006	0,028	0,000
JMSA22A C1mb1	6,480	1,520	8,000	3,561	0,015	0,406	0,012	0,108	4,103	0,000	0,008	0,022	0,000
JMSA22A C3mb1	6,638	1,362	8,000	3,424	0,017	0,358	0,009	0,238	4,046	0,000	0,014	0,028	0,000
JMSA22A C3mb2	6,366	1,634	8,000	2,454	0,027	1,317	0,184	0,195	4,177	0,000	0,638	0,016	0,000
JMSA22A C5mb1	6,663	1,337	8,000	3,445	0,000	0,471	0,000	0,138	4,055	0,000	0,007	0,047	0,000
JMSA22A C5mb2	6,558	1,442	8,000	3,562	0,010	0,288	0,000	0,217	4,076	0,000	0,007	0,013	0,000
JMSA22A C5mb3	6,640	1,360	8,000	3,490	0,020	0,398	0,001	0,128	4,037	0,000	0,003	0,038	0,000
JMSA22B C1mb1	6,436	1,564	8,000	3,464	0,000	0,450	0,000	0,174	4,088	0,000	0,005	0,046	0,000
JMSA22B C2mb1	6,519	1,481	8,000	3,459	0,005	0,410	0,003	0,178	4,055	0,000	0,000	0,037	0,000
JMSA35 C1mb1	6,584	1,416	8,000	3,131	0,047	0,599	0,003	0,348	4,129	0,044	0,004	0,017	0,000



JMSA35 C1mb2	6,609	1,391	8,000	2,862	0,062	0,830	0,000	0,395	4,148	0,048	0,008	0,009	0,000
JMSA35 C2mb1	6,746	1,254	8,000	3,127	0,000	0,518	0,001	0,424	4,070	0,111	0,003	0,019	0,000
JMSA35 C2mb2	6,504	1,496	8,000	3,192	0,045	0,559	0,002	0,317	4,115	0,045	0,011	0,014	0,000
JMSA35 C4mb1	6,700	1,300	8,000	3,295	0,029	0,342	0,008	0,402	4,076	0,050	0,001	0,026	0,000
JMSA35 C6mb1	6,767	1,233	8,000	2,890	0,057	0,712	0,000	0,471	4,131	0,096	0,000	0,015	0,000
JMSA35 C6mb2	6,514	1,486	8,000	3,163	0,072	0,579	0,009	0,286	4,109	0,030	0,008	0,018	0,000

Continuação Tabela 7.6

Mica branca	K	Inter-camadas	OH*	F	Cl	Al total	Fe/Fe+Mg	Al ^{IV} /(Al + Fe)	Al ^{IV} /Al ^{VI}	Si/Al ^{VI}	Fe+Ti	Fet+Mn+Ti-Al ^{VI}	Mg-Li
JMSA02B C3mb1	1,793	1,944	3,979	0,014	0,01	5,8773	0,815	0,328	0,496	1,540	0,062	-3,838	0,014
JMSA02B C3mb2	1,831	1,961	3,999	0,000	0,00	5,8767	0,846	0,327	0,491	1,539	0,048	-3,873	0,009
JMSA02B C4mb1	1,773	1,910	3,971	0,029	0,00	5,799	0,940	0,325	0,495	1,568	0,131	-3,724	0,007
JMSA14B C1mb1	1,778	1,928	3,930	0,066	0,00	5,691	0,619	0,326	0,502	1,609	0,155	-3,607	0,086
JMSA14B C2mb1	1,756	1,920	3,998	0,000	0,00	5,3794	0,936	0,303	0,485	1,723	0,421	-3,168	0,029
JMSA14B C2mb2	1,817	1,857	3,845	0,155	0,00	5,0216	0,627	0,300	0,492	1,885	0,509	-2,830	0,283
JMSA04B C2mb1	1,687	1,718	3,873	0,127	0,00	4,6254	0,721	0,249	0,382	2,008	0,517	-2,830	0,187
JMSA04B C3mb1	1,725	1,741	3,921	0,078	0,00	5,0956	0,737	0,277	0,419	1,809	0,356	-3,233	0,125
JMSA04C C3mb1	1,749	1,779	3,925	0,073	0,00	4,6738	0,754	0,248	0,376	1,979	0,479	-2,907	0,156
JMSA14B C4mb1	1,846	1,879	3,899	0,101	0,00	4,8977	0,716	0,294	0,500	1,950	0,686	-2,578	0,261
JMSA22A C1mb1	1,679	1,710	4,000	0,000	0,00	5,0816	0,790	0,277	0,427	1,819	0,421	-3,128	0,108
JMSA22A C3mb1	1,721	1,763	3,950	0,050	0,00	4,7856	0,600	0,265	0,398	1,939	0,375	-3,040	0,238
JMSA22A C3mb2	1,474	2,128	3,943	0,051	0,01	4,0882	0,871	0,302	0,666	2,594	1,344	-0,926	0,195
JMSA22A C5mb1	1,714	1,769	3,960	0,040	0,00	4,7821	0,773	0,254	0,388	1,934	0,471	-2,974	0,138
JMSA22A C5mb2	1,661	1,681	3,931	0,069	0,00	5,0043	0,570	0,273	0,405	1,841	0,297	-3,265	0,217
JMSA22A C5mb3	1,708	1,748	3,997	0,003	0,00	4,8508	0,757	0,259	0,390	1,902	0,418	-3,072	0,128
JMSA22B C1mb1	1,868	1,919	3,921	0,079	0,00	5,0287	0,722	0,286	0,452	1,858	0,450	-3,014	0,174
JMSA22B C2mb1	1,860	1,898	3,956	0,042	0,00	4,9403	0,698	0,277	0,428	1,885	0,415	-3,041	0,178
JMSA35 C1mb1	1,843	1,864	3,781	0,219	0,00	4,5468	0,632	0,275	0,452	2,103	0,646	-2,481	0,304
JMSA35 C1mb2	2,018	2,035	3,765	0,232	0,00	4,2524	0,678	0,274	0,486	2,310	0,892	-1,969	0,347
JMSA35 C2mb1	1,839	1,861	3,615	0,385	0,00	4,381	0,550	0,256	0,401	2,157	0,518	-2,608	0,313
JMSA35 C2mb2	1,860	1,885	3,775	0,223	0,00	4,6878	0,638	0,285	0,469	2,038	0,604	-2,587	0,271
JMSA35 C4mb1	1,697	1,724	3,767	0,232	0,00	4,595	0,459	0,263	0,395	2,033	0,371	-2,916	0,352
JMSA35 C6mb1	1,856	1,871	3,649	0,350	0,00	4,1237	0,602	0,255	0,427	2,341	0,769	-2,121	0,375
JMSA35 C6mb2	1,860	1,886	3,812	0,183	0,01	4,649	0,669	0,284	0,470	2,060	0,651	-2,503	0,255



Tabela 7.7 –Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para grãos de ouro analisados.

Ouro	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA13 C1Au1	18,128	0,000	79,951	0,000	0,117	0,002	0,000	0,077	0,000	0,171	0,000	0,000	0,032	0,022	0,000	98,500
JMSA13 C2Au1	16,730	0,000	81,761	0,127	0,039	0,000	0,000	0,034	0,000	0,054	0,000	0,009	0,015	0,042	0,000	98,811
JMSA26 C2Au1	20,245	0,000	80,588	0,000	0,161	0,043	0,035	0,004	0,000	0,080	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	101,16
JMSA27A C2Au1	20,992	0,000	79,272	0,000	0,070	0,010	0,018	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	0,002	0,000	0,007	100,40
JMSA29A C2Au1	17,473	0,000	81,271	0,000	0,111	0,025	0,000	0,000	0,000	0,192	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	99,072
SP-03 Au1	17,055	0,000	77,380	0,000	0,083	0,000	0,041	0,015	0,000	0,118	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	94,692
SP-03 Au2	17,134	0,000	78,359	0,000	0,140	0,000	0,028	0,000	0,000	0,127	0,050	0,000	0,005	0,000	0,000	95,843
SP-03 Au3	16,987	0,000	78,730	0,000	0,167	0,010	0,101	0,024	0,000	0,150	0,000	0,000	0,000	0,059	0,000	96,228
SP-03 Au4	17,027	0,000	78,676	0,000	0,044	0,064	0,015	0,013	0,000	0,179	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	96,043
SP-03 Au5	17,193	0,000	79,941	0,000	0,107	0,021	0,000	0,009	0,000	0,231	0,023	0,000	0,020	0,043	0,000	97,588
SP-03 Au6	16,983	0,000	79,071	0,000	0,032	0,000	0,000	0,033	0,000	0,046	0,042	0,000	0,000	0,061	0,000	96,268
SP-02 Au1	18,974	0,000	77,836	0,000	0,117	0,008	0,000	0,025	0,000	0,108	0,000	0,000	0,058	0,023	0,000	97,149
SP-02 Au2	19,303	0,000	77,962	0,000	0,053	0,018	0,072	0,009	0,000	0,039	0,002	0,000	0,009	0,000	0,000	97,467
SP-02 Au3	19,385	0,000	78,766	0,000	0,092	0,053	0,084	0,029	0,000	0,100	0,000	0,000	0,025	0,037	0,000	98,571
SP-02 Au4	19,032	0,000	78,370	0,000	0,122	0,000	0,041	0,025	0,000	0,042	0,022	0,000	0,000	0,000	0,000	97,654
SP-02 Au5	19,252	0,000	78,753	0,000	0,127	0,000	0,054	0,060	0,000	0,222	0,000	0,000	0,018	0,067	0,000	98,553
SP-02 Au6	18,691	0,000	77,648	0,000	0,157	0,013	0,038	0,056	0,000	0,268	0,004	0,000	0,049	0,011	0,000	96,935
SP-02 Au7	19,166	0,000	79,191	0,000	0,053	0,007	0,061	0,084	0,000	0,085	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	98,673
SP-01 Au1	6,361	0,000	91,371	0,036	0,081	0,035	0,103	0,004	0,000	0,198	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	98,206
SP-01 Au2	6,354	0,000	91,108	0,008	0,029	0,023	0,107	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,000	97,653
SP-01 Au3	6,262	0,000	90,839	0,000	0,035	0,025	0,000	0,031	0,000	0,025	0,000	0,000	0,000	0,031	0,000	97,248
SP-01 Au4	6,129	0,000	89,831	0,000	0,006	0,000	0,079	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	96,074
SP-01 Au5	6,300	0,000	90,545	0,000	0,019	0,003	0,128	0,000	0,000	0,107	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	97,110
SP-01 Au6	6,394	0,000	92,573	0,000	0,031	0,014	0,081	0,000	0,000	0,077	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	99,172

Tabela 7.8 -Dados corrigidos para grãos de ouro analisados.

Ouro	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA13 C1Au1	0,290	0,000	0,700	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	1,000
JMSA13 C2Au1	0,271	0,000	0,724	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	1,000
JMSA26 C2Au1	0,313	0,000	0,681	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
JMSA27A C2Au1	0,325	0,000	0,672	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C2Au1	0,280	0,000	0,714	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
SP-03 Au1	0,285	0,000	0,709	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
SP-03 Au2	0,283	0,000	0,710	0,000	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000



SP-03 Au3	0,280	0,000	0,710	0,000	0,003	0,000	0,003	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	1,000
SP-03 Au4	0,281	0,000	0,711	0,000	0,001	0,002	0,000	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	1,000
SP-03 Au5	0,279	0,000	0,711	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	1,000
SP-03 Au6	0,280	0,000	0,715	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	1,000
SP-02 Au1	0,305	0,000	0,686	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	1,000
SP-02 Au2	0,310	0,000	0,685	0,000	0,001	0,001	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
SP-02 Au3	0,307	0,000	0,683	0,000	0,001	0,002	0,002	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	1,000
SP-02 Au4	0,306	0,000	0,689	0,000	0,002	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
SP-02 Au5	0,305	0,000	0,683	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,004	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	1,000
SP-02 Au6	0,301	0,000	0,685	0,000	0,002	0,000	0,001	0,002	0,000	0,005	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	1,000
SP-02 Au7	0,304	0,000	0,688	0,000	0,001	0,000	0,002	0,003	0,000	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	1,000
SP-01 Au1	0,112	0,000	0,878	0,000	0,001	0,001	0,003	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
SP-01 Au2	0,112	0,000	0,883	0,000	0,000	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	1,000
SP-01 Au3	0,111	0,000	0,885	0,000	0,001	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	1,000
SP-01 Au4	0,110	0,000	0,886	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	1,000
SP-01 Au5	0,112	0,000	0,881	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000
SP-01 Au6	0,111	0,000	0,884	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	1,000

Tabela 7.9 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de pirita analisados.

Pirita	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA04B C3py1	0,003	0,000	0,000	0,000	0,026	0,028	0,055	45,354	0,000	0,101	0,024	0,147	53,108	0,000	0,002	98,848
JMSA04C C2py1	0,012	0,000	0,000	0,000	0,018	0,023	0,007	45,478	0,000	0,095	0,000	0,122	52,994	0,000	0,000	98,749
JMSA04C C2py2	0,024	0,000	0,000	0,000	0,000	0,046	0,054	36,845	0,000	0,079	0,000	0,119	51,112	0,043	0,005	88,327
JMSA13 C1py1	0,000	0,084	0,004	0,000	0,000	0,030	0,048	46,765	0,000	0,062	0,029	0,098	53,501	0,046	0,000	100,67
JMSA13 C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,021	0,086	0,058	46,609	0,000	0,096	0,000	0,199	53,664	0,008	0,000	100,74
JMSA22A C1py1	0,000	0,144	0,000	0,000	0,000	0,028	0,043	46,464	0,000	0,127	0,002	0,157	52,981	0,000	0,000	99,946
JMSA26 C1py1	0,001	0,000	0,003	0,000	0,000	0,043	0,013	46,010	0,000	0,106	0,000	0,087	53,589	0,019	0,000	99,871
JMSA26 C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,037	0,029	0,052	46,134	0,000	0,114	0,066	0,124	53,287	0,000	0,021	99,864
JMSA27A C1py1	0,016	0,024	0,000	0,000	0,047	0,068	0,000	46,741	0,000	0,141	0,003	0,123	53,954	0,019	0,057	101,19
JMSA27A C2py1	0,002	0,090	0,000	0,000	0,000	0,038	0,047	46,488	0,000	0,146	0,017	0,111	53,432	0,031	0,000	100,40
JMSA29A C1py1	0,000	0,093	0,000	0,062	0,018	0,134	0,029	46,361	0,000	0,069	0,049	0,177	53,216	0,000	0,000	100,21
JMSA29A C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,013	46,142	0,000	0,058	0,010	0,125	53,605	0,003	0,000	99,982
JMSA32 C5py1	0,015	0,000	0,000	0,000	0,009	0,038	0,023	46,641	0,000	0,146	0,031	0,115	53,473	0,049	0,000	100,54
JMSA32 C5py2	0,016	0,000	0,005	0,000	0,000	0,054	0,011	46,504	0,000	0,162	0,000	0,109	53,590	0,002	0,000	100,45
SP-02 Py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,078	0,012	45,896	0,000	0,128	0,000	0,122	53,149	0,037	0,000	99,475



SP-03 Py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,008	0,010	43,595	0,000	0,101	0,000	0,129	50,841	0,032	0,000	94,729
SP-03 Py2	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,062	0,048	42,796	0,000	0,099	0,020	0,112	51,090	0,000	0,014	94,251
SP-03 Py3	0,027	0,000	0,000	0,000	0,000	0,030	0,015	43,133	0,000	0,094	0,000	0,287	51,844	0,005	0,000	95,435

Tabela 7.10 -Dados corridos para cristais de pirita analisados.

Pirita	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA04B C3py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,328	0,000	0,000	0,000	0,000	0,670	0,000	0,000	1,000
JMSA04C C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,330	0,000	0,000	0,000	0,000	0,669	0,000	0,000	1,000
JMSA04C C2py2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,292	0,000	0,000	0,000	0,000	0,706	0,000	0,000	1,000
JMSA13 C1py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,334	0,000	0,000	0,000	0,000	0,665	0,000	0,000	1,000
JMSA13 C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,332	0,000	0,000	0,000	0,000	0,666	0,000	0,000	1,000
JMSA22A C1py1	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,334	0,000	0,001	0,000	0,000	0,664	0,000	0,000	1,000
JMSA26 C1py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,330	0,000	0,000	0,000	0,000	0,669	0,000	0,000	1,000
JMSA26 C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,331	0,000	0,000	0,000	0,000	0,667	0,000	0,000	1,000
JMSA27A C1py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,331	0,000	0,001	0,000	0,000	0,666	0,000	0,000	1,000
JMSA27A C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,332	0,000	0,001	0,000	0,000	0,665	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C1py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,332	0,000	0,000	0,000	0,000	0,665	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C2py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,330	0,000	0,000	0,000	0,000	0,669	0,000	0,000	1,000
JMSA32 C5py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,333	0,000	0,001	0,000	0,000	0,665	0,000	0,000	1,000
JMSA32 C5py2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,332	0,000	0,001	0,000	0,000	0,667	0,000	0,000	1,000
SP-02 Py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,331	0,000	0,001	0,000	0,000	0,667	0,000	0,000	1,000
SP-03 Py1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,330	0,000	0,000	0,000	0,000	0,669	0,000	0,000	1,000
SP-03 Py2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,324	0,000	0,000	0,000	0,000	0,674	0,000	0,000	1,000
SP-03 Py3	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,323	0,000	0,000	0,000	0,001	0,676	0,000	0,000	1,000

Tabela 7.11 - Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de galena analisados.

Galena	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA13 C1gal1	0,156	0,000	0,008	0,002	0,099	0,012	0,006	0,028	0,000	0,065	0,013	85,593	13,132	0,001	0,000	99,115
JMSA13 C2gal1	0,198	0,000	0,000	0,000	0,119	0,005	0,008	0,282	0,000	0,000	0,030	87,748	13,231	0,039	0,000	101,66
JMSA13 C2gal2	0,147	0,000	0,000	0,114	0,080	0,004	0,000	0,023	0,000	0,000	0,025	85,896	13,184	0,006	0,000	99,479
JMSA22A C2gal1	0,149	0,000	0,005	0,000	0,100	0,022	0,000	0,020	0,000	0,000	0,025	86,520	13,168	0,000	0,032	100,04
JMSA22A C2gal2	0,103	0,000	0,036	0,005	0,068	0,008	0,013	0,065	0,000	0,000	0,063	85,899	13,055	0,000	0,000	99,315
JMSA26 C2gal1	0,117	0,000	0,000	0,263	0,101	0,000	0,000	0,061	0,000	0,000	0,000	87,132	13,020	0,050	0,071	100,82
JMSA27A C1gal1	0,389	0,000	0,000	0,617	0,111	0,002	0,013	0,037	0,000	0,000	0,023	85,054	12,895	0,017	0,020	99,178
JMSA27A C2gal1	0,417	0,000	0,000	0,605	0,054	0,000	0,000	0,019	0,000	0,000	0,023	84,614	13,215	0,027	0,000	98,974
JMSA29A C1gal1	0,109	0,000	0,000	0,000	0,103	0,000	0,000	0,027	0,000	0,000	0,001	86,162	12,990	0,039	0,059	99,490
JMSA29A C2gal1	0,214	0,000	0,000	0,545	0,076	0,000	0,000	0,126	0,000	0,000	0,000	86,859	13,308	0,063	0,000	101,19



SP-01 gal1	0,000	0,000	0,000	0,130	0,101	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,011	87,785	12,863	0,200	0,000	101,10
------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	--------	--------	-------	-------	--------

Tabela 7.12 - Dados corrigidos para cristais de galena analisados.

Galena	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA13 C1gal1	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,000	0,500	0,495	0,000	0,000	1,000
JMSA13 C2gal1	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,006	0,000	0,000	0,001	0,501	0,488	0,001	0,000	1,000
JMSA13 C2gal2	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,500	0,496	0,000	0,000	1,000
JMSA22A C2gal1	0,002	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,502	0,494	0,000	0,001	1,000
JMSA22A C2gal2	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,502	0,493	0,000	0,000	1,000
JMSA26 C2gal1	0,001	0,000	0,000	0,002	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,505	0,488	0,001	0,001	1,000
JMSA27A C1gal1	0,004	0,000	0,000	0,004	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,499	0,489	0,000	0,000	1,000
JMSA27A C2gal1	0,005	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,493	0,497	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C1gal1	0,001	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,504	0,491	0,001	0,001	1,000
JMSA29A C2gal1	0,002	0,000	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000	0,003	0,000	0,000	0,000	0,497	0,493	0,001	0,000	1,000
SP-01 gal1	0,000	0,000	0,000	0,001	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,511	0,484	0,003	0,000	1,000

Tabela 7.13 - Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de esfalerita analisados.

Esfalerita	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA22A C2esf1	0,018	0,000	0,000	0,094	0,425	0,000	0,047	2,215	0,000	0,245	0,000	0,160	31,896	0,046	67,215	102,36
JMSA22B C2esf1	0,006	0,000	0,000	0,000	0,403	0,031	0,024	3,812	0,000	0,211	0,000	0,044	32,244	0,057	60,149	96,981
JMSA26 C1esf1	0,014	0,000	0,000	0,000	0,314	0,002	0,037	3,302	0,000	0,215	0,000	0,022	32,152	0,004	61,336	97,398
JMSA26 C2esf1	0,012	0,000	0,000	0,000	0,238	0,026	0,066	3,522	0,000	0,166	0,001	0,060	32,399	0,007	61,410	97,907
JMSA27A C1esf1	0,000	0,000	0,000	0,061	0,380	0,009	0,048	3,133	0,000	0,174	0,000	0,000	31,960	0,005	61,351	97,121
JMSA27A C2esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,415	0,042	0,046	3,100	0,000	0,157	0,030	0,018	32,375	0,000	61,797	97,980
JMSA29A C2esf1	0,003	0,000	0,000	0,000	0,429	0,029	0,167	3,753	0,000	0,235	0,014	0,089	32,704	0,000	62,300	99,723

Tabela 7.14 - Dados corrigidos para cristais de esfalerita analisados.

Esfalerita	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA22A C2esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,019	0,000	0,001	0,000	0,000	0,480	0,000	0,496	1,00
JMSA22B C2esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,034	0,000	0,001	0,000	0,000	0,502	0,000	0,460	1,000
JMSA26 C1esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,029	0,000	0,001	0,000	0,000	0,500	0,000	0,468	1,000
JMSA26 C2esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,031	0,000	0,001	0,000	0,000	0,501	0,000	0,465	1,000
JMSA27A C1esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,028	0,000	0,001	0,000	0,000	0,499	0,000	0,470	1,000
JMSA27A C2esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,028	0,000	0,001	0,000	0,000	0,500	0,000	0,468	1,000
JMSA29A C2esf1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,001	0,033	0,000	0,001	0,000	0,000	0,498	0,000	0,465	1,000



Tabela 7.15 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para grãos de calcopirita e covelita alisados.

Calcopirita/Covelita	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA26 C1cpy1	0,008	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	34,212	29,919	0,000	0,068	0,000	0,036	34,009	0,054	0,000	98,306
JMSA26 C2cpy1	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008	34,460	30,417	0,000	0,077	0,000	0,149	34,662	0,000	0,011	99,785
JMSA26 C2cpy2	0,016	0,000	0,000	0,000	0,020	0,039	34,548	30,217	0,000	0,124	0,003	0,159	34,643	0,039	0,000	99,808
JMSA27A C1cpy1	0,021	0,000	0,000	0,003	0,000	0,007	34,607	29,325	0,000	0,068	0,000	0,039	34,302	0,023	0,015	98,410
JMSA29A C1cpy1	0,000	0,000	0,021	0,000	0,005	0,051	34,501	29,725	0,000	0,037	0,001	0,085	34,433	0,016	0,067	98,942
JMSA29A C2cpy1	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000	0,035	34,900	30,028	0,000	0,077	0,024	0,147	34,279	0,000	0,000	99,524
JMSA29A C1cov1	0,058	0,000	0,000	0,016	0,000	0,000	66,917	0,824	0,000	0,125	0,007	0,442	32,571	0,042	0,249	101,25

Tabela 7.16 -Dados corrigidos para grãos de calcopirita e covelita alisados.

Calcopirita/Covelita	Ag	As	Au	Bi	Cd	Co	Cu	Fe	Ga	Mo	Ni	Pb	S	Se	Zn	Total
JMSA26 C1cpy1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,252	0,251	0,000	0,000	0,000	0,000	0,497	0,000	0,000	1,000
JMSA26 C2cpy1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,250	0,251	0,000	0,000	0,000	0,000	0,498	0,000	0,000	1,000
JMSA26 C2cpy2	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,251	0,249	0,000	0,001	0,000	0,000	0,498	0,000	0,000	1,000
JMSA27A C1cpy1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,254	0,245	0,000	0,000	0,000	0,000	0,500	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C1cpy1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,252	0,247	0,000	0,000	0,000	0,000	0,499	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C2cpy1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,254	0,249	0,000	0,000	0,000	0,000	0,495	0,000	0,000	1,000
JMSA29A C1cov1	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,503	0,007	0,000	0,001	0,000	0,001	0,486	0,000	0,002	1,000

Tabela 7.17 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para cristais de clorita analisados.

Clorita	JMSA02B C2 chl1	JMSA02B C5 chl1	JMSA02B C5 chl2	JMSA02B C6 chl2	JMSA04B C2 chl1	JMSA04B C3 chl1	JMSA04C C3 chl1	JMSA09B C1 chl1	JMSA09B C3 chl1	JMSA22A C2chl1	JMSA22A C4chl1	JMSA22A C4chl2	JMSA22B C1 chl1	JMSA22B C2 chl1	JMSA32 C1 chl1	JMSA32 C2 chl1	JMSA32 C2 chl2	JMSA32 C2 chl3	JMSA32 C3 chl1
SiO ₂	23,532	23,064	23,620	24,319	24,487	24,749	24,603	23,626	24,651	22,911	23,756	23,963	26,309	22,257	24,007	25,638	24,465	24,287	24,174
TiO ₂	0,090	0,194	0,000	0,090	0,000	0,090	0,000	0,113	0,312	0,000	0,000	0,000	0,167	0,000	0,047	0,061	0,102	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	20,839	21,079	20,658	20,604	19,770	18,980	19,901	20,684	20,136	21,518	20,295	20,813	21,895	20,218	20,478	21,950	20,489	20,366	20,510
FeO	39,368	38,179	38,388	39,336	40,725	39,142	39,528	40,933	39,159	42,832	42,535	41,561	37,447	43,454	40,924	40,491	41,885	42,376	41,905
MnO	0,191	0,262	0,126	0,040	0,093	0,140	0,215	0,000	0,085	0,159	0,059	0,058	0,150	0,162	0,235	0,205	0,156	0,205	0,033
MgO	6,273	7,411	6,845	5,145	6,194	6,982	6,439	5,069	5,152	3,384	4,097	3,964	3,378	3,304	4,374	3,747	4,217	4,136	3,995
CaO	0,027	0,011	0,002	0,092	0,087	0,018	0,063	0,049	0,040	0,038	0,047	0,174	0,154	0,004	0,047	0,045	0,045	0,066	0,047
Na ₂ O	0,008	0,004	0,004	0,070	0,061	0,000	0,029	0,000	0,000	0,030	0,018	0,000	0,071	0,044	0,044	0,000	0,024	0,014	0,052



K₂O	0,035	0,000	0,000	0,548	0,190	0,039	0,058	0,082	0,682	0,001	0,023	0,106	1,270	0,008	0,000	0,353	0,000	0,003	0,028
F	0,230	0,088	0,090	0,089	0,046	0,174	0,000	0,044	0,120	0,099	0,062	0,080	0,068	0,034	0,072	0,113	0,123	0,000	0,055
Cl	0,020	0,000	0,027	0,000	0,009	0,003	0,041	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,037	0,040	0,001	0,019	0,004	0,012	0,007
Cr₂O₃	0,044	0,055	0,035	0,000	0,000	0,067	0,010	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,011	0,000	0,012	0,000	0,000	0,044	0,000
NiO	0,049	0,059	0,032	0,025	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,025	0,000	0,048	0,000	0,049	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004
P₂O₅	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,013	0,000	0,000	0,002	0,000	0,003	0,013	0,031	0,008	0,000	0,025	0,058	0,012	0,058
V₂O₃	0,022	0,064	0,000	0,039	0,030	0,000	0,000	0,053	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,013	0,034
H₂O	9,373	9,566	10,216	9,632	8,331	9,673	9,123	9,365	9,701	9,045	9,130	9,243	9,052	10,442	9,793	7,375	8,483	8,471	9,125
Total	99,999	99,999	99,999	99,998	100,002	99,998	100,001	99,999	99,998	100,000	99,999	99,999	100,003	100,001	100,004	99,999	99,998	100,002	100,002

Tabela 7.18 -Dados corrigidos para cristais de clorita analisados com fórmula estrutural calculada na base de 8 oxigênios.

Clorita	JMSA02B C2chl1	JMSA02B C5chl1	JMSA02B C5chl2	JMSA02B C6chl2	JMSA04B C2chl1	JMSA04B C3chl1	JMSA04C C3chl1	JMSA09B C1chl1	JMSA09B C3chl1	JMSA22A C2chl1	JMSA22A C4chl1	JMSA22A C4chl2	JMSA22B C1chl1	JMSA22B C2chl1	JMSA32 C1chl1	JMSA32 C2chl1	JMSA32 C2chl2	JMSA32 C2chl3	JMSA32 C3 chl1
Si	5,169	5,052	5,218	5,358	5,342	5,449	5,398	5,244	5,419	5,119	5,302	5,315	5,619	5,084	5,344	5,464	5,373	5,371	5,364
Al^{IV}	2,831	2,948	2,782	2,642	2,658	2,551	2,602	2,756	2,581	2,881	2,698	2,685	2,381	2,916	2,656	2,536	2,627	2,629	2,636
Al^{VI}	2,584	2,523	2,611	2,734	2,453	2,387	2,553	2,664	2,670	2,795	2,647	2,773	3,209	2,560	2,731	3,025	2,696	2,684	2,743
Ti	0,015	0,032	0,000	0,015	0,000	0,015	0,000	0,019	0,052	0,000	0,000	0,000	0,027	0,000	0,008	0,010	0,017	0,000	0,000
Cr	0,008	0,010	0,006	0,000	0,000	0,012	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,000	0,002	0,000	0,000	0,008	0,000
Fe³⁺	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,008	0,000	0,000	0,079	0,000	0,000	0,073	0,357	0,000	0,076	0,292	0,109	0,035	0,073
Fe²⁺	7,241	7,112	7,126	7,222	7,525	7,199	7,275	7,614	7,120	8,009	7,944	7,637	6,331	8,438	7,542	6,925	7,584	7,803	7,704
Mn	0,036	0,049	0,024	0,007	0,017	0,026	0,040	0,000	0,016	0,030	0,011	0,011	0,027	0,031	0,044	0,037	0,029	0,038	0,006
Mg	2,054	2,420	2,254	1,690	2,014	2,291	2,106	1,677	1,688	1,127	1,363	1,311	1,075	1,125	1,451	1,190	1,381	1,363	1,322
Ni	0,009	0,010	0,006	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,000	0,009	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001
Zn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ca	0,006	0,003	0,000	0,022	0,020	0,004	0,015	0,012	0,009	0,009	0,011	0,041	0,035	0,001	0,011	0,010	0,011	0,016	0,011
Na	0,007	0,003	0,003	0,060	0,052	0,000	0,025	0,000	0,000	0,026	0,016	0,000	0,059	0,039	0,038	0,000	0,020	0,012	0,045
K	0,020	0,000	0,000	0,308	0,106	0,022	0,032	0,046	0,382	0,001	0,013	0,060	0,692	0,005	0,000	0,192	0,000	0,002	0,016
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Rb	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
F	0,320	0,122	0,126	0,124	0,063	0,242	0,000	0,062	0,167	0,140	0,088	0,112	0,092	0,049	0,101	0,152	0,171	0,000	0,077
Cl	0,015	0,000	0,020	0,000	0,007	0,002	0,030	0,000	0,009	0,000	0,000	0,000	0,027	0,031	0,001	0,014	0,003	0,009	0,005
OH*	15,666	15,878	15,854	15,876	15,930	15,755	15,970	15,938	15,824	15,860	15,912	15,888	15,881	15,920	15,898	15,834	15,826	15,991	15,918
Total	35,979	36,161	36,031	36,088	36,187	35,965	36,048	36,032	36,018	36,001	36,005	35,916	35,814	36,209	35,905	35,682	35,847	35,960	35,920
Fe/Fe+Mg	0,779	0,746	0,760	0,811	0,789	0,759	0,775	0,819	0,810	0,877	0,854	0,855	0,861	0,882	0,840	0,858	0,848	0,852	0,855



Al total	5,415	5,471	5,393	5,376	5,111	4,938	5,155	5,420	5,251	5,676	5,345	5,457	5,591	5,476	5,387	5,561	5,323	5,313	5,378
Tipo	ripidolita	ripidolita	ripidolita	daphnita	ripidolita	ripidolita	ripidolita	daphnita	daphnita	daphnita	daphnita	daphnita	brunsvigita	daphnita	daphnita	daphnita	daphnita	daphnita	daphnita

Tabela 7.19 -Dados obtidos por meio de microsonda eletrônica para os minerais de titânio analisados.

Ilmenita	Na ₂ O	MgO	F	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	K ₂ O	Cl	P ₂ O ₅	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	MnO	NiO	FeO	V ₂ O ₃	(OH)	Total
JMSA45_C2il1	0,000	0,082	0,000	0,021	0,041	0,080	0,000	0,000	0,000	50,678	0,000	2,812	0,041	44,155	0,574	1,518	100,002
JMSA45_C2il2	0,041	0,046	0,000	0,005	0,029	0,167	0,000	0,002	0,000	50,540	0,009	2,766	0,000	45,410	0,558	0,428	100,001
JMSA45_C1il1	0,015	0,094	0,000	0,000	0,000	0,037	0,043	0,009	0,000	52,075	0,158	2,487	0,022	44,957	0,548	0,000	100,443
JMSA45_C1il2	0,054	0,079	0,000	0,025	0,032	0,112	0,000	0,000	0,029	51,149	0,089	2,838	0,000	44,895	0,551	0,144	99,997
Rutilo																	
JMSA32_C4rut1	0,077	0,000	0,000	0,042	0,137	0,165	0,014	0,014	0,031	95,234	0,000	0,133	0,022	1,737	0,753	1,644	100,000
JMSA32_C4rut2	0,031	0,004	0,000	0,026	0,158	0,243	0,011	0,000	0,032	96,329	0,000	0,017	0,000	1,882	0,866	0,402	100,001
JMSA32_C4rut3	0,029	0,016	0,000	0,075	0,342	4,708	0,026	0,007	0,000	87,311	0,088	0,151	0,000	1,300	0,717	5,234	100,002
JMSA32_C4rut4	0,000	0,000	0,000	0,000	0,135	0,156	0,089	0,000	0,001	96,283	0,000	0,105	0,067	0,674	0,677	1,812	99,999
JMSA14B_C4oxTi1	0,017	0,000	0,000	0,126	0,182	0,016	0,281	0,047	0,000	96,112	0,000	0,065	0,018	1,924	0,602	0,620	99,999
JMSA14B_C4oxTi2	0,102	0,002	0,000	0,230	0,813	0,065	0,377	0,114	0,015	93,106	0,000	0,000	0,000	1,525	0,728	2,948	99,999
JMSA02B_C1oxTi1	0,000	0,000	0,000	0,052	0,220	0,054	0,042	0,007	0,000	97,545	0,086	0,019	0,043	1,347	0,799	0,000	100,212
JMSA02B_C1oxTi2	0,000	0,028	0,000	0,037	0,155	0,058	0,054	0,009	0,000	89,862	0,000	0,064	0,038	4,246	0,694	4,758	100,001
Titanita																	
JMSA45_C2ttn2	0,018	0,086	0,000	0,890	29,551	28,275	0,187	0,001	0,076	37,579	0,088	0,000	0,041	0,700	0,377	2,129	99,998
JMSA45_C1ttn1	0,000	0,032	0,000	0,763	30,234	28,762	0,000	0,000	0,049	37,525	0,113	0,000	0,004	0,546	0,330	1,643	100,001
JMSA32_C4ttn1	0,000	0,003	0,000	0,112	75,468	0,058	0,002	0,032	0,007	24,649	0,036	0,000	0,006	0,349	0,239	0,000	100,954



7.2 TABELA DE DADOS PETROGRÁFICOS/MICROTERMOMÉTRICOS DE INCLUSÕES FLUIDAS

Tabela 7.20 – Dados petrográficos e microtermométricos obtidos de inclusões fluidas pertencentes ao sistema aquoso (H₂O-NaCl).

Inclusão	Tipo	F	Cor	Nºfases	P/PS/S	Tamanho (µm)	Teutético (°C)	TfGelo (°C)	ThT (°C)	Salinidade (wt%NaCl)	D (g/cm³)	P(kbar)
18A_I1	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	42,3		-3,4		5,563		
18A_I2	H ₂ O-NaCl	0,9	clara	2	P	74,0	-21,8	-3,1		5,110		
18A_I3	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	84,6	-21,9	-2,5		4,182		
18A_I4	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	52,9		-2,5	355,0	4,182	0,659	0,167
18A_I5	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	52,9	-22,2	-2,5		4,182		
18A_II1	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	95,2		-2,6		4,339		
18A_II2	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	31,7		-2,5		4,182		
18A_II2-2	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	74,0		-2,2		3,708		
18A_II3	H ₂ O-NaCl	0,8	bolha escura	2	P	116,3		-2,4		4,025		
18A_II4	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	31,7	-22,6	-1,6	230,3	2,737	0,850	0,024
18A_III2	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	63,5		-2,5	366,0	4,182	0,603	0,189
18A_III2-3	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	10,6	-22,0	-2,3		3,867		
18A_III3	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	137,5		-2,5		4,182		
18A_IV4	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	63,5		-2,6		4,339		
18A_VII4	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	63,5		-2,7		4,495		
18A_VII5	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	31,7	-22,3	-3,1	271,0	5,110		1,583
18A_VII7	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	52,9	-22,6	-2,7	381,3	4,495		3,043
18A_VII8	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	31,7		-3,8		6,156		
18A_IX4	H ₂ O-NaCl	0,8	bolha escura	2	P	63,5	-22,5	-3,2		5,262		
18A_X2	H ₂ O-NaCl	0,7	bolha escura	2	P	116,3						
18A_XII3	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	116,3	-22,2	-2,5		4,182		
18B.1B_III9	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	47,8		-1,7	360,0	2,902	0,592	0,177
18B.1B_V2	H ₂ O-NaCl	0,9	clara	2	P	47,8			336,0			
18B.2A_I4	H ₂ O-NaCl	1,0	clara	1	P	99,0	-25,7		279,0		0,894	
18B.2A_III2	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	22,0	-22,5	-2,5		4,182		
18B.2A_III4	H ₂ O-NaCl	0,9	clara	1	P	66,0	-25,8	-6,8	234,0	10,235	0,913	0,026
18B.2A_III5	H ₂ O-NaCl	0,9	clara	1	P	88,0	-22,5		253,0		0,883	
18B.2A_III6	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	77,0	-22,5	-2,5	294,0	4,182	0,763	0,075
18B.2B_I4	H ₂ O-NaCl	0,9	clara	1	P	39,3		-0,6		1,052		
18B.2B_III3	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	98,2		-1,7		2,901		
18B.2B_IV1	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	88,4		-0,4	313,9	0,705	0,667	0,099
18B.2B_IV2	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	PS	88,4		-0,5		0,879		
18B.2B_IV3	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	PS	19,6						
18B.2B_IV4	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	108,0		-0,6	294,5	1,052	0,716	0,075
18B.2B_V1	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	PS	98,2		-1,9	304,5	3,226	0,729	0,087
18B.2B_V2	H ₂ O-NaCl	0,9	clara	2	P	49,1		-0,9		1,567		
18B.2B_V3	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	58,9		-0,5	201,0	0,879		0,892



18B.2B_V4	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	68,8		-0,9	202,1	1,567		0,900
18B.2B_VI2	H ₂ O-NaCl	0,8	clara	2	P	88,4		-1,1	351,0	1,905		2,605
18B.2B_VI3	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	PS	68,8		-3,3		5,413		
18B.2B_VII1	H ₂ O-NaCl	0,7	clara	2	P	117,9		-0,2	341,0	0,354	0,591	0,141
18B.2B_VIII3	H ₂ O-NaCl	0,8	escura	2	P	98,2		-1,1		1,905		

Tabela 7.21 – Dados petrográficos e microtermométricos obtidos de inclusões fluidas pertencentes ao sistema aquocarbônico (H₂O-NaCl-CO₂) e carbônico (CO₂).

Inclusão	Tipo	F	Cor	Nºfases	P/PS/S	Tamanho (µm)	TcCO ₂ (°C)	TfCO ₂ (°C)	TfGelo (°C)	TfClatrato (°C)	ThCO ₂ (°C)	ThT (°C)	Salinidade (wt%NaCl)	D (g/cm ³)	P (Kbar)
18A_II5	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	clara	2	P	148,1	-98,6	-56,6		9,0	13,6		2,009		
18A_II6	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	clara/escura	2	P	52,9	-97,1	-56,6	-1,6	9,0	16,3		2,009		
18A_III1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	escura	2	P	63,5	-99,8	-56,6	-	9,4	27,4		1,224		
18A_IV1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	95,2	-98,0	-56,6	-	7,5	19,8	291,3	4,801	0,622	1,820
18A_IV2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	21,2		-56,6	-	8,2	25,5		3,527		
18A_V1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	2	P	95,2	-97,1	-56,6		7,5	18,3		4,801		
18A_V2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	2	P	116,3	-97,1	-56,6		8,7	19,4		2,586		
18A_VI1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	escura	3	P	95,2	-97,1	-56,5	-	9,2	31,3		1,618		
18A_VI2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	31,7	-97,8	-56,6	-	6,2	23,4		7,035		
18A_VII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	clara	2	P	137,5	-98,5	-56,6	-	8,3	18,9		3,341		
18A_VII6	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	42,3		-56,6		9,2	30,7	237,0	1,618		1,222
18A_VII9	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	2	P	148,1	-97,9	-56,6		8,2	23,5	244,0	3,527		1,292
18A_VIII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,1	escura	2	P	52,9	-98,9	-56,6		7,4	12,9	254,0	4,979		1,397
18A_VIII2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	10,6	-98,1	-56,7	-3,3	8,4	11,8	270,0	3,154		1,572
18A_IX4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	escura	3	P	63,5	-100,6	-56,7	0,4	9,1	31,2	194,0	1,814		0,834
18A_IX6	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	clara	3	P	74,0	-97,1	-56,6		8,6	28,6	216,0	2,776		1,022
18A_IX8	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	2	P	74,0	-96,9	-56,6		4,8	13,7		9,261		
18A_IX9	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	bolha escura	3	P	158,7	-96,1	-56,6		7,7	13,5		4,442		
18A_X1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	clara	2	P	84,6		-56,6	-0,1	8,5	11,3		2,965		
18A_X3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	escura	3	P	74,0	-97,9	-56,6		4,3	13,2		10,012		
18A_XI1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	3	P	95,2	-99,5	-56,5		9,5			1,025		
18A_XII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	42,3	-95,8	-56,6		8,3	14,9		3,341		
18A_XII2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	escura	2	P	63,5	-98,8	-56,5		9,1	24,7		1,814		
18A_XIII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	52,9	-99,8	-56,6		9,2	31,2		1,618		
18A_XIII3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	63,5	-95,4	-56,6		8,2	28,3		3,527		
18A_XIII4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	3	P	201,0	-96,8	-56,6	-3,2	8,3	17,8		3,341		
18A_XV1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	2	P	179,8	-98,8	-56,6	-3,5	8,4	21,3		3,154		
18B.1B_I1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	clara	2	P	59,8	-99,2	-56,6		7,4	24,7		4,979		
18B.1B_I2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	clara	2	P	71,7	-98,1	-56,6		8,0	17,6		3,896		
18B.1B_I4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	23,9	-99,8	-56,6	-1,5	7,5	25,2		4,801		
18B.1B_I5	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	clara	2	P	47,8	-100,1	-56,6		7,6	24,5	336,0	4,622	0,621	2,397
18B.1B_II1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	35,9	-99,9	-56,5		8,0		286,0	3,896	0,703	1,757



Caracterização da Mineralização Aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta,
Município de Monte do Carmo (TO)
Jéssica Gomes de Almeida Maia

18B.1B_II2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	59,8	-100,0	-56,5		7,3	31,5		5,155		
18B.1B_II3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	107,6	-99,4	-56,6		7,4	16,5	382,0	4,979	0,366	3,058
18B.1B_II4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	clara	2	P	47,8	-99,4	-56,6	-0,1	7,7	23,5		4,442		
18B.1B_II5	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	2	P	47,8	-98,9	-56,6		7,4	25,0		4,979		
18B.1B_III1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,1	clara	2	P	83,7	-99,4	-56,6			22,8				
18B.1B_III10	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	2	P	71,7	-96,9	-56,6	0,9	7,6	18,8	312,0	4,622	0,451	2,078
18B.1B_III11	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	12,0	-98,8	-56,6		7,0	20,5		5,680		
18B.1B_III12	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	3	P	35,9	-98,9	-56,6		7,7			4,442		
18B.1B_III13	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	2	P	47,8	-98,9	-56,6		7,3	27,0	312,9	5,155	0,611	2,090
18B.1B_III2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	227,2	-99,6	-56,6		7,0	27,0		5,680		
18B.1B_III3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	83,7	-99,5	-56,6	-5,2	6,4	19,5		6,702		
18B.1B_III4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	3	P	59,8		-56,5		8,0	18,5		3,896		
18B.1B_III5	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	clara	2	P	47,8	-98,4	-56,6		7,5	22,1	287,0	4,801	0,612	1,769
18B.1B_III6	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	59,8	-99,3	-56,6		9,0	25,7	287,0	2,009	0,451	1,769
18B.1B_III7	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	107,6	-99,3	-56,6		8,9	26,5	382,0	2,202	0,452	3,058
18B.1B_III8	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	2	P	47,8	-101,8	-56,5		7,3			5,155		
18B.1B_IV1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	2	P	59,8	-98,8	-56,6	-6,0	7,1	19,5	307,0	5,506	0,453	2,015
18B.1B_IV3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	2	P	71,7	-99,1	-56,6		7,4	21,6		4,979		
18B.1B_V1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	clara	2	P	47,8	-99,1	-56,6		7,2	23,0		5,331		
18B.1B_V10	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	95,7	-99,3	-56,6							
18B.1B_V3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	2	P	59,8	-98,6	-56,6		7,2	18,7		5,331		
18B.1B_V4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	2	P	95,7	-98,4	-56,5		7,3	17,3	382,0	5,155	0,538	3,058
18B.1B_V5	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	bolha escura	2	P	47,8	-97,8	-56,5		6,0	17,6		7,364		
18B.1B_V6	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	2	P	47,8	-99,6	-56,5		7,4	24,4		4,979		
18B.1B_V7	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	3	P	47,8	-99,6	-56,5	-1,6	8,1	25,4	287,0	3,712	0,618	1,769
18B.1B_V8	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	83,7	-98,3	-56,5		7,1	24,8	312,0	5,506	0,625	2,078
18B.1B_V9	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	71,7	-98,3	-56,6	-7,4	7,2		307,0	5,331	0,710	2,015
18B.1B_VI1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	clara	2	P	155,4	-98,0	-56,6			21,0				
18B.1B_VI2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	clara	2	P	83,7	-98,9	-56,6	-2,0	7,0	21,7		5,680		
18B.1B_VII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	107,6	-99,8	-56,5		7,8	31,1		4,261		
18B.1B_VII2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	59,8	-98,7	-56,5		8,2	27,2		3,527		
18B.1B_VIII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	clara	2	P	47,8	-98,5	-56,6		7,4	23,2		4,979		
18B.2A_I2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	66,0	-99,3	-56,6		7,6	32,7		4,622		
18B.2A_I2b	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	55,0	-97,8	-56,7		9,0	29,5		2,009		
18B.2A_I3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	escura	3	P	44,0	-98,2	-56,7		8,8	33,7		2,394		
18B.2A_II1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	77,0	-99,4	-56,7		9,0	33,7	226,0	2,009	0,611	1,115
18B.2A_II2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	3	P	44,0	-98,1	-56,6		9,0	33,7	268,0	2,009	0,653	1,549
18B.2A_II3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	3	P	55,0		-56,6		8,5	33,7	268,0	2,965	0,657	1,549
18B.2A_II4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	escura	3	P	66,0	-97,0	-56,6		8,7	33,7	268,0	2,586	0,655	1,549
18B.2A_III1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	22,0	-97,3	-56,6		9,0	30,5		2,009		
18B.2A_IV1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	escura	3	P	66,0	-97,6	-56,7		-	32,7				
18B.2A_V1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	escura	2	P	22,0	-98,3	-56,6	-5,4	8,6	32,7	255,7	2,776	0,614	1,415
18B.2A_VI1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	3	P	88,0	-96,7	-56,7	-5,4	8,9	32,7		2,202		
18B.2A_VI2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,1	escura	2	P	66,0	-98,4	-56,6	0,9	8,8	25,1		2,394		



Caracterização da Mineralização Aurífera no Granito do Carmo, Depósito Serra Alta,
Município de Monte do Carmo (TO)
Jéssica Gomes de Almeida Maia

18B.2A_VII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	escura	2	P	66,0	-97,8	-56,6	-5,6	8,7	32,7	335,0	2,586	0,530	2,662
18B.2A_VII2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	88,0	-99,4	-56,6	-3,1	9,0	32,7		2,009		
18B.2A_VII2b	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	77,0		-56,6	-3,1	9,3	33,7		1,421		
18B.2A_VII3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	clara	2	P	44,0	-97,1	-56,6	-6,6	8,9	29,5		2,202		
18B.2A_VII4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	clara	2	P	121,0	-95,5	-56,6	-4,8	9,0	33,7		2,009		
18B.2B_II1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	58,9	-100,6	-56,7		8,6	31,7		2,776		
18B.2B_III2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	2	P	68,8		-56,8		8,7	26,2		2,586		
18B.2B_III3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	98,2	-99,3	-56,6		8,9	32,7		2,202		
18B.2B_VI1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	clara	2	P	88,4	-100,1		-4,0	8,6	33,7	218,0	2,776		1,041
18B.2B_VII2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,1	escura	2	P	88,4	-97,7	-56,7		8,6	31,7	255,1	2,776		1,408
18B.2B_VII3	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	2	PS	68,8	-95,4	-56,7		8,6	31,7	268,2	2,776		1,549
18B.2B_VII4	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	2	P	58,9	-94,2	-56,7		8,7	33,7	273,9	2,586		1,606
18B.2B_VIII1	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	68,8	-98,2	-56,6		8,6	32,7	273,8	2,776		1,606
18B.2B_VIII2	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,6	bolha escura	3	P	47,4		-56,6		8,9	32,7	312,5	2,202		2,085
18B.CE_E1.II	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	3	P	94,9	-99,0	-56,7		7,2	25,7	376,3	5,331		2,968
18B.CE_E3.III	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	bolha escura	3	P	54,2	-99,4	-56,7		7,4	30,4	376,9	4,979		2,968
18B.CE_E4.V	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	2	P	142,3	-96,7	-56,6		7,3	21,1		5,155		
18B.CE_E5.VIII	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	3	P	94,9	-97,8	-56,5		7,3	30,0		5,155		
18B.CE_E6.VIII	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	bolha escura	3	P	135,5	-99,6	-56,6		5,0	18,7		8,954		
18B.CE_E7.VII	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,5	bolha escura	3	P	94,9	-100,0	-56,6		8,0	29,6		3,896		
18B.CE_E9.II	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	escura	2	P	101,6	-98,3	-56,6		7,3	20,7		5,155		
18B.CE_E10.II	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	2	P	54,2	-99,3	-56,6	-4,2	7,3	21,7	216,9	5,155		1,031
18B.CE_E11.II	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,2	escura	2	P	61,0	-99,2	-56,6		7,2	16,7	273,8	5,331		1,606
18B.CE_E12.II	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	3	P	94,9	-98,1	-56,6		7,3	22,7	293,3	5,155		1,845
18B.CE_E13.III	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,4	bolha escura	2	P	108,4	-99,3	-56,6		7,2	22,7	340,0	5,331		2,451
18B.CE_E14.III	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	2	P	61,0	-98,9	-56,6	-6,2	7,4	25,2		4,979		
18B.CE_E15.III	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	2	P	54,2	-99,3	-56,6		7,0	23,2		5,680		
18B.CE_E16.IV	H ₂ O-CO ₂ -NaCl	0,3	escura	3	P	61,0	-99,5	-56,6		7,6	23,3		4,622		
18A_I5	CO ₂	0,5	escura	2	P	116,3	-97,4	-56,7					-0,8		
18A_VII2	CO ₂	0,2	escura	2	P	74,0	-98,3	-56,6	-3,3				10,8		
18A_VII3	CO ₂	0,1	escura	1	P	74,0	-98,8	-56,6	0,3	5,8	8,3		7,690		
18A_XIII2	CO ₂	0,2	escura	2	P	63,5		-56,6	-1,8	8,0			3,896		
18B.1B_III14	CO ₂	0,1	escura	1	P	59,8	-99,6	-56,6				11,1			
18B.1B_IV2	CO ₂	0,1	escura	1	PS	59,8	-99,1	-56,6				1,5			
18B.CE_E2.II	CO ₂	0,3	escura	2	P	74,5	-99,0	-56,7				14,7			