

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

TATIANA MORAIS ALVES

**GEOLOGIA E MINERALOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS
HIDROTERMALIZADAS NA REGIÃO DE RINCÃO DA CRUZINHA, LAVRAS DO
SUL, RS**

Caçapava do Sul

2017

TATIANA MORAIS ALVES

**GEOLOGIA E MINERALOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS
HIDROTERMALIZADAS NA REGIÃO DE RINCÃO DA CRUZINHA, LAVRAS DO
SUL, RS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Delia Del Pilar Montecinos de Almeida.

Caçapava do Sul

2017

Ficha catalográfica elaborada automaticamente com os dados fornecidos pelo(a) autor(a) através do Módulo de Biblioteca do Sistema GURI (Gestão Unificada de Recursos Institucionais).

A474g Alves, Tatiana Morais
Geologia e mineralogia das rochas vulcânicas
hidrotermalizadas na região de Rincão da Cruzinha, Lavras do
Sul, RS / Tatiana Morais Alves.
92 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2017.

"Orientação: Delia Del Pilar Montecinos de Almeida".

1. Rocha vulcânica. 2. Alteração hidrotermal. 3. Minerais
metálicos. I. Título.

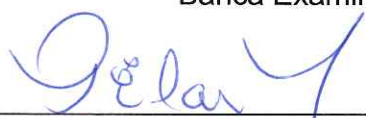
TATIANA MORAIS ALVES

**GEOLOGIA E MINERALOGIA DAS ROCHAS VULCÂNICAS
HIDROTHERMALIZADAS NA REGIÃO DE RINCÃO DA CRUZINHA, LAVRAS DO
SUL, RS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado
ao curso de Geologia da Universidade Federal
do Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 13 de dezembro de
2017.

Banca Examinadora:

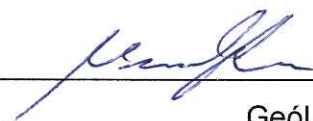


Prof^a. Dr^a. Delia Del Pilar Montecinos de Almeida

Orientadora
(UNIPAMPA)



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
(UNIPAMPA)



Geól. Msc. Marcelo Lusa
(UNIPAMPA)

AGRADECIMENTO

A Deus pelo dom da vida, pelas bênçãos e desafios concedidos a cada dia desta jornada. Agradeço a minha mãe Carmen e meu pai Elio por sempre me apoiarem com tudo que precisei, embarcando nas minhas aventuras, dando-me conselhos e inspirando com suas atitudes a cada dia para ser uma boa pessoa e que puderam junto comigo conhecer um pouco do Rio Grande do Sul. A minha família em especial meus tios Túlio, Reginaldo e Rômulo (*in memoriam*) por me explicarem da forma mais simples como observar a Terra e aprender com ela.

Meus amigos e colegas que a Geologia me presenteou por todos os campos, churrascos, aniversários, tombos, subidas, relatórios, dias e noites de sufoco e alegrias, em especial, Renê, Mariane, Paula e Beatriz por me aguentarem e não medirem esforços para me ajudar com uma palavra amiga em todo esse tempo.

Agradeço muito a minha orientadora Prof^a. Pilar, por acreditar em mim, pela paciência, e por tanto ensinamento compartilhado geológico e para a vida.

Ao geólogo Nilson Dorneles da Mining Ventures por disponibilizar dados e testemunhos de sondagem para este estudo, bem como Rafael Marques por ajudar na coleta das amostras. Pela grande ajuda de campo, conselhos, algumas marretadas e espinhos Gabriel, Sissa, Guilherme, Rafael, Beto, Gustavo e Mosquito.

Aos funcionários, professores em especial ao Prof. Dr. Edinei Koester, e bolsistas do Laboratório de Isotopia da UFRGS por permitirem a preparação de amostras para geoquímica e análises no MEV neste laboratório.

Aos professores da Unipampa, por todo este tempo compartilhado, errando e aprendendo em aula ou fora dela. Em especial Prof. André Alvarenga, Prof^a Angela Hartmann, Prof. Felipe Caron, Prof. Felipe Guadagnin, Prof. Luis Eduardo, Prof. Luiz Delfino, Prof^a Maria Lúcia, Prof. Maximilian Fries e Prof. Tiago Gregory, que pela dedicação me motivaram a seguir estudando, acreditaram em minha capacidade e mostraram o caminho correto a seguir. Aos funcionários da Unipampa pela atenção e carinho que sempre despendem nas dificuldades e alegrias de cada um em especial Cristina, Carolina, Sr. Patrício, Maríndia e Bruno.

Ao CNPq pelo auxílio financeiro a este trabalho através do projeto “Rede Interinstitucional para Consolidação da Pesquisa em Terras Raras na Região Central do Estado do Rio Grande do Sul: Programa de Pós-Graduação em Química (PPGQ-UFSM), Ciências Farmacêuticas (PPGCF-UFSM) e em Tecnologia Mineral (PPGTM-UNIPAMPA)” processo N^o 165514/2014-0 e ao coordenador Dr. Marcelo Barcellos.

“É o ser humano que estende a mão sobre o granito,
e derruba as montanhas pela base;
abre canais nas rochas
com o olhar atento a tudo o que é precioso;
investiga também as profundezas dos rios
e traz à luz o que estava escondido.
A Sabedoria, porém, onde se encontra?
Qual o paradeiro da inteligência?
O homem não sabe qual a sua estrutura,
e ela não se encontra neste mundo.”
Jó 28: 9,13.

“De repente nascemos, e logo passaremos, como quem não existiu.”
Sabedoria 2:2.

RESUMO

As rochas da região de Lavras do Sul são estudadas desde o descobrimento de potenciais depósitos econômicos. Estudos petrológicos e geoquímicos foram realizados e constataram presença de rochas vulcânicas, piroclásticas, plutônicas e sedimentares em contexto de ambiente pós-colisional Neoproterozoico que constituem a área de estudo. Destas, vulcânicas e plutônicas sofreram alterações hidrotermais que permitiram colocação de minério, ou ainda processos que permitiram um maior enriquecimento da mineralização. A área de estudo encontra-se a leste do município de Lavras do Sul na localidade conhecida como Rincão da Cruzinha e compreende rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Hilário. Foram realizadas coletas e estudo de amostras em campo e de furos de sondagens para caracterizar a mineralogia das rochas sãs e também daquelas com alteração hidrotermal. As descrições de furos de sondagens permitiram avaliar a variação composicional das amostras e direcionar os estudos de microscopia. Assim, em campo foram definidos andesitos, riolitos e traquiandesitos e, de maneira geral, nos furos foram identificados tufos com alteração caracterizada principalmente por cloritização e hematitização, brechas hidrotermais e andesitos vesiculados, por vezes cortados por veios de carbonatos. Análises ao microscópio óptico de luz transmitida e refletida assim como os estudos em Microscopia Eletrônica de Varredura, permitiram a identificação dos principais minerais formadores de rochas vulcânicas intermediárias e também de minerais metálicos e de alteração. A mineralogia principal dos andesitos é composta por piroxênio, plagioclásio, biotita e subordinadamente anfibólio, estas rochas estão amplamente distribuídas na região principalmente de forma maciça. Contudo, localmente observam-se vesículas preenchidas por celadonita, quartzo e calcedônia. Os riolitos são compostos por quartzo, feldspato alcalino e biotita e compõem afloramentos fraturados, alinhados na direção NW-SE. Os traquiandesitos são maciços e compostos por micrólitos de plagioclásio que denotam textura traquítica, além de piroxênios e feldspatos alcalinos. Os tufos são formados por micrólitos de plagioclásio, biotita, piroxênio, clorita e anfibólios, além de hematita, ilmenita, apatita e titanita como acessórios. Muitos tufos estão com alteração férrica (hematitização), o que denota coloração avermelhada em boa parte das rochas. As brechas têm coloração clara e se constituem de caulinita, sericita e principalmente veios de quartzo e carbonatos,

além de pirita, galena, arsenopirita e rutilo disseminados. Destes minerais metálicos, a maioria se apresenta de forma acicular. Estrias de falha em superfície denotam a proximidade das rochas da área com uma zona de falha, o que é reforçado pela presença de microfalhas nas brechas hidrotermais. Considerando a mineralogia encontrada pode-se dizer que a alteração presente na área é predominantemente propilítica. Além disso, análises de geoquímica de rocha permitiram constatar grande variação no teor de sílica das rochas alteradas de 30% a 67% e um comportamento padrão de maior conteúdo de ETR leves (43,78 ppm em média) do que ETR pesadas (1,62 ppm em média) nas rochas analisadas. O padrão ETR observado vai de encontro às rochas de afinidade shoshonítica que constituem a ASLS.

Palavras-Chaves: Rocha Vulcânica. Alteração Hidrotermal. Minerais Metálicos.

ABSTRACT

The rocks of Lavras do Sul region have been studied since the discovery of potential economic deposits. Petrological and geochemical studies were carried out and verified the presence of volcanic, pyroclastic, plutonic and sedimentary rocks in a post-collisional Neoproterozoic environment which constitute the study area. Of these, plutonic and volcanic suffered hydrothermal alterations that allowed the placement of ore, or processes that allowed a greater enrichment of the mineralization. The study area is eastern to Lavras do Sul municipality in the locality known as Rincão da Cruzinha and comprises volcanic and pyroclastic rocks of the Hilário Formation. Field and drilling holes samples were collected and studied to characterize the mineralogy of whole rocks and also those with hydrothermal alteration. The descriptions of drill holes allowed to evaluate the compositional variation of the samples and to direct the microscopy's studies. Thus, in the field, andesites, rhyolites and traquiandesites were defined, and, in general, in the holes tufts with alteration characterized mainly by chloritization and hematitization, hydrothermal breccias, and vesiculated andesites, sometimes cut by carbonate veins were identified. Analysis at optical microscope with transmitted and reflected light as well as the studies in Scanning Electron Microscopy allowed the identification of the main minerals forming intermediate volcanic rocks and also of metallic and altering minerals. The main mineralogy of the andesites is composed of pyroxene, plagioclase, biotite and subordinately amphibole these rocks are widely distributed in the region mainly in massive form. However, vesicles filled by celadonite, quartz and chalcedony are locally observed. The rhyolites are composed of quartz, alkaline feldspar and biotite and, comprise fractured outcrops, aligned in the NW-SE direction. The traquiandesites are massive and composed of plagioclase microlites that denote trachytic texture, as well as pyroxenes and alkali feldspars. The tufts are formed by microliths of plagioclase, biotite, pyroxene, chlorite and amphiboles besides hematite, ilmenite, apatite and titanite as accessories. Many tufts have ferric alteration (hematitization), which denotes reddish color in most of the rocks. The breccias have a light color and are composed of kaolinite, sericite and mainly, quartz and carbonate veins, as well as disseminated pyrite, galena, arsenopyrite and rutile. Of these metal minerals, the majority presents acicular form. Surface fault splines denote the proximity of the area's rocks with a fault zone, which is reinforced by the

presence of microfaults in the hydrothermal breccias. Considering the found mineralogy it can be said that the alteration occurring in the area is predominantly propylitic. In addition, rock geochemistry analysis revealed a large variation in the silica content of altered rocks from 30% to 67% and a standard behavior with a higher content of light REEs (43,78 ppm on average) than heavy REEs (1,62 ppm on average) in the analyzed rocks. The observed REE pattern meet the shoshonite affinity rocks that constitute ASLS.

Keywords: Volcanic Rock. Hydrothermal Alteration. Metallic Minerals.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização das vias de acesso à área de estudo.	22
Figura 2 – A) Afloramento de andesito em lajeado e B) morros característicos da área de estudo.	23
Figura 3 – Mapa geológico da região de Lavras do Sul e indicação da área de estudo.	25
Figura 4 – Mapa geológico da Associação Shoshonítica Lavras do Sul e localização da área de estudo.	26
Figura 5 – Distribuição das zonas de alterações hidrotermais nos ambientes de alta e de baixa sulfetação, onde se formam os depósitos de Au-Ag epitermais.	35
Figura 6 – Imagem de satélite do Google Earth Pro da área mapeada com pontos mapeados e localização dos furos de sondagem estudados.	39
Figura 7 – Caixas contendo o furo de sondagem DDH-02 estudado, na metragem de 12m a 24m.	40
Figura 8 – Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL, do LGI da UFRGS, utilizado para análises.	43
Figura 9 – Gral e pistilo de porcelana, utilizados para a fragmentação das amostras.	44
Figura 10 – A) Pulverizador utilizado para moer as amostras na fração pó. B) Cadinho utilizado no pulverizador e aspecto final da rocha moída.	45
Figura 11 – Afloramentos dispostos como lajeado, em A) riolito de aspecto maciço e em B) andesito vesiculado.	46
Figura 12 – Andesito em lajeado segundo orientação de par conjugado 184/58 e 124/68 de fraturas.	47
Figura 13 – Detalhe de estria de falha de orientação 015/305 em plano 005/21 em andesito moderadamente alterado.	47
Figura 14 – Bloco fraturado de provável traquiandesito com estrias de falha.	48
Figura 15 – Afloramento de riolito como lajeado com fratura principal de direção 020/89.	49
Figura 16 – Mapa geológico da área de estudo e localização dos furos de sondagens.	49
Figura 17 – Fotos do furo DDH-02 em A) na profundidade 56m destacando a presença intensa de veios de carbonatos e de ilmenita em brecha hidrotermal, em B)	

andesito cortado por diversos veios de quartzo e hematita, em C) na profundidade de 34m aspecto brechado das rochas com hematização com fraturas preenchidas por carbonatos e em D) halos de alteração com hematita de forma circular em tufo além de filmes de carbonatos.51

Figura 18 – Aspectos gerais das rochas observadas no furo DDH-03. Em a) Rocha com alteração hidrotermal com falhas normais e inversas. Em B) Brecha hidrotermal com falha inversa destacada pelas vênulas de calcita de coloração branca. Em C) brecha hidrotermal com sequência de falhas normais evidenciadas pelos veios de calcita. Em D) Tufo com veio de carbonatos e quartzo além de galena preenchendo finos veios.53

Figura 19 – Fotomicrografias a nicois cruzados de A) andesito com filmes (<1mm) de quartzo e carbonato, vesícula preenchida por calcedônia e fenocristais de biotita, sendo um cortado pela vênula de carbonato; B) andesito com fenocristais de piroxênio no canto superior esquerdo, fenocristais de feldspato alcalino ao centro e microfenocristais de plagioclásio dispersos pela matriz composta por argilominerais e hematita; C) celadonita fraturada ao centro, fenocristais de plagioclásio e amígdalas preenchidas por quartzo em matriz afanítica de andesito; D) fenocristal de hematita subédrico ao centro, circundado por óxidos na borda, contém amígdalas preenchidas por calcedônia e estrutura de fluxo dos microfenocristais de plagioclásio reliquias em andesito.55

Figura 20 – A) Imagem BSE da amostra TMA0021 com cristais de hematita (Hem) brancos, feldspato alcalino (K-Felds) em cinza e calcita (Cal) pretos. Em B) resultado EDS da hematita.56

Figura 21 – A) Imagem BSE da amostra TMA0021 com Ilmenita (Ilm) cristalizada em conjunto com quartzo (Qz) e feldspato potássico (K-Felds) na matriz. Em B) resultado EDS da ilmenita.57

Figura 22 – Fotomicrografias de: A) tufo a nicois paralelos, com cristais de calcita intercalados com hematita e ilmenita em um formato conhecido como escalenoedro; B) a nicois cruzados veios de carbonatos, seccionados por filmes de hematita pelas fraturas. C) a nicois paralelos de tufo com sericita e hematita constituindo a matriz e cristais dendríticos de ilmenita e óxido de manganês. D) a nicois cruzados andesito com vesícula preenchida por calcedônia, veio de carbonato e quartzo além de fenocristais de hematita (avermelhados) e ilmenita (pretos).58

Figura 23 – Fotomicrografia de A) Tufo a nicois cruzados com matriz composta por hematita (Hem) e sericita (Ser), com veios de quartzo (Qz) e fenocristais de hematita (Hem) e clorita (Chl). Em B) Tufo lítico a nicois cruzados constituído por vários cristais angulosos a subarredondados de sericita, quartzo, ilmenita e plagioclásios, em uma matriz composta por sericita e hematita. Em C) tufo a nicois paralelos com cristais de quartzo e hematita disseminados em matriz composta por carbonatos e sericita. Em D) tufo a nicois cruzados com vesículas de calcedônia em matriz composta por agulhas de hematita e sericita além de um veio de carbonato.	59
Figura 24 – A) Imagem BSE da amostra TMA0028, com cristais disseminados de clorita (Chl) escuros, hematita (Hem) e ilmenita (Ilm). Em B), resultado EDS da clorita.....	59
Figura 25 – Fotomicrografia em nicois cruzados da amostra TMA0004 oriunda do furo DDH-02 denotando diversas gerações de fluidos carbonáticos na forma de veios que constituem a brecha hidrotermal identificada nesta porção do furo. Os minerais opacos são galena e pirita, os esverdeados, clorita.....	60
Figura 26 – Fotomicrografia a nicois paralelos de brecha hidrotermal com destaque para os cristais de pirita aciculares, opacos disseminados na rocha. Os outros minerais que compõem a rocha são sericita e quartzo.	61
Figura 27 – A) Imagem de BSE da amostra TMA0036 onde foram identificadas arsenopirita (Apy), em cristais disseminados de cor clara e formatos romboédricos, imersas em quartzo (Qz) e sericita (Ser). No círculo está um mineral provavelmente calcosina e/ou covelita que contém ThO cujo resultado EDS está indicado em B). Este mineral ocorreu de forma pontual.	61
Figura 28 – Fotomicrografias à luz refletida de brecha hidrotermal da amostra TMA0036 destacando em: A) os cristais de quartzo leitoso, pirita (amarela) e óxido de ferro (vermelha), em B pirita e galena (preto) preenchendo fraturas além de quartzo e sericita; em C) cristal anédrico de pirita ao lado de quartzo imersos em sericita e D) cristais aciculares de pirita disseminados.	62
Figura 29 – Imagem BSE da amostra TMA0037, mostrando Galena (Gn) de cor clara em paragênese com quartzo (Qz) e feldspato potássico (K-Felds). Em B) resultado EDS da galena.	63
Figura 30 - Imagem de BSE da amostra TMA0036 mostrando aglomerados de arsenopirita (Apy), pirita (Py), esfalerita (Sf) e galena (Gn) de cores brancas sendo a	

esfalerita de forma pontual; e quartzo (Qz), e apatita (Ap) em tons de cinza, ao redor destes metálicos. Em B) resultado EDS relativo à esfalerita.....	63
Figura 31 - A) Imagem de BSE obtida com MEV mostrando a interação dos filmes de dolomita (Dol) na amostra TMA0004, além da presença de galena (Gn), chumbo nativo (Pb), ilmenita (Ilm) e hematita (Hem). As porções em cinza escuro correspondem a quartzo e as porções fibrosas no veio principal horizontal são constituídas por calcita de formato alongado fibroso na borda dos veios. Em B) resultado EDS do chumbo provavelmente nativo (Pb).....	64
Figura 32– Fotomicrografias: A) a nicois cruzados de fenocristal de sericita falhado pela percolação de carbonatos e hematita, em matriz com ilmenita e microfenocristais de sericita. B) a nicois cruzados de brecha hidrotermal com falha normal observada pela posição dos veios de carbonatos. Há nesta rocha pirita fina e acicular disseminada além de filmes de quartzo e calcedônia. C) a nicois cruzados de brecha hidrotermal com falha com o deslocamento de filmes de quartzo em uma matriz composta majoritariamente por carbonatos além de argilominerais e opacos como rutilo (acicular), ilmenita (alongados), galena (anédricos). D) brecha com veios de carbonatos fibrosos e quartzo, com cristais anédricos de galena disseminados.	65
Figura 33 – Imagens BSE de apatitas nas amostras, TMA0003, TMA0004 e TMA0021 respectivamente, sendo as duas primeiras em seções basais e a última em prisma.....	65
Figura 34 – A) Imagem BSE da amostra TMA0037 composta por sericita (Ser), quartzo (Qz) e rutilo (Rt). Em B), resultado EDS da sericita.....	66
Figura 35 – Diagramas Harker das amostras analisadas por geoquímica de rocha total, considerando os óxidos de K, Ca, Mg e Fe total em porcentagem <i>versus</i> sílica.	67
Figura 36 – Diagramas Harker das amostras analisadas por geoquímica de rocha total, considerando os óxidos de Al, Mn, P, Na e Ti em porcentagem <i>versus</i> sílica..	68
Figura 37 – Gráfico gerado pelo software Petrograph de ETR normalizados segundo condritos de Nakamura (1974).	69
Figura 38 - Gráfico gerado pelo software Petrograph de elementos traço normalizado para condritos conforme Wood <i>et al.</i> (1979).	70
Figura 39 - Ilustrações esquemáticas das geometrias resultantes dos mecanismos de brechação identificados em depósitos de veios hidrotermais.....	72

LISTA DE ABREVIATURAS

Ag – Prata
AND – Andesito
Ap – Apatita
Apy – Arsenopirita
Argil – Argilização
Au – Ouro
Ba – Bário
Bt – Biotita
BX – Brecha
Cal – Calcita
Cb – Mineral carbonático
Cbt – Carbonatação
Ce – Cério
Cel – Celadonita
Chl – Clorita / Cloritização
cm – centímetros
Co – Cobalto
Cu – Cobre
DAC – Dacito
Dol – Dolomita
Ep – Epidoto / Epidotização
Fe – Ferro
Gn – Galena
HDT – Hidrotermalização / Zona hidrotermal
Hem – Hematita / Hematitização
HTUF – Tufo hidrotermalizado
Ilm – Ilmenita
K – Potássio
K-Felds – Felsdpato potássico
m – metros
Mag – Magnetita
Mn – Manganês

Mo – Molibdênio

Nd – Neodímio

Ni – Níquel

P – Fósforo

Pb – Chumbo

Pl – Plagioclásio

ppb – Partes por bilhão

ppm – Partes por milhão

Px – Piroxênio

Py – Pirita

Qz – Quartzo

Rb – Rubídio

Rt – Rutilo

Ser – Sericita

Sf – Esfalerita

Sr – Estrôncio

Ta – Tantálio

Th – Tório

Ti – Titânio

TRC – Traquito

TUF – Tufo

Y – Ítrio

Zn – Zinco

LISTA DE SIGLAS

ASLS – Associação Shoshonítica Lavras do Sul

BSE – *Backscattering Electrons* (Elétrons Retroespalhados)

CILS – Complexo Intrusivo Lavras do Sul

CNPq – Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico

EDS – *Energy Dispersive Spectroscopy* (Espectroscopia de Energia Dispersiva)

ETR – Elementos Terras Raras

FH – Formação Hilário

GPS – Sistema de Posicionamento Global

ICP-AES – Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado

IG – Instituto de Geociências

LGI – Laboratório de Geologia Isotópica

MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura

PPGQ – Programa de Pós-Graduação em Química

PPGCF – Programa de Pós-Graduação em Ciências Farmacêuticas

PPGTM – Programa de Pós-Graduação em Tecnologia Mineral

SE – *Secondary Electrons* (Elétrons Secundários)

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UFSC – Universidade Federal de Santa Catarina

UNIPAMPA – Universidade Federal do Pampa

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	20
2 OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS.....	21
3 JUSTIFICATIVA	21
4 ÁREA DE ESTUDO	21
4.1 Localização e aspectos fisiográficos.....	21
4.2 Contexto Geológico.....	23
5 ESTADO DA ARTE	26
5.1 Andesito.....	26
5.2 Prata	27
5.3 Chumbo	28
5.4 Zinco.....	29
5.5 Ouro.....	29
5.6 Cobre	30
5.7 Alteração Hidrotermal	30
5.8 Processos hidrotermais de formação de minério.....	33
5.9 Características dos depósitos modelos	34
6 TRABALHOS ANTERIORES SOBRE MINERALIZAÇÕES NA REGIÃO	36
7 MATERIAIS E MÉTODOS.....	38
7.1 Etapa de campo.....	38
7.2 Estudo de furos de sondagem	40
7.3 Petrografia microscópica	41
7.4 Estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)	42
7.5 Geoquímica de rocha total.....	44
8 RESULTADOS	46
8.1 Trabalhos de campo	46
8.2 Estudos de furos de sondagens	50

8.2.1 Furo DDH-02	50
8.2.2 Furo DDH-03	53
8.3 Petrografia microscópica e química mineral em MEV.....	54
8.5 Análises de geoquímica de rocha total	66
9 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	71
10 CONSIDERAÇÕES FINAIS	74
REFERÊNCIAS.....	75
APÊNDICE A – Descrição de furos de sondagens	80
APÊNDICE B – Tabela com resultados de espectros EDS dos minerais estudados por MEV	83
APÊNDICE C – Tabela com resultados de geoquímica de rocha total	92

1 INTRODUÇÃO

As reações hidrotermais são processos complexos que se originam de soluções aquosas de alta temperatura que, em contato com as rochas pré-existentes, combinam muitos íons metálicos em solução (PIRAJNO, 1992). Os processos concentradores destas soluções permitem a deposição e concentração de elementos metálicos de interesse econômico como Ouro (Au), Prata (Ag), Chumbo (Pb), Cobre (Cu) e Zinco (Zn).

Neste trabalho buscam-se resultados para determinações principalmente da Ag, mas também de Cu, Au, Pb e Zn e de minerais de alteração devido aos estudos prévios feitos pelo Grupo Mining Ventures Brasil na região de Rincão da Cruzinha, a leste do município de Lavras do Sul, RS. Cabe ressaltar que há autores que descrevem mineralizações de Cobre nestas rochas (e.g. CARVALHO, 1932; MEXIAS *et al.*, 2007; LOPES *et al.*, 2014). As rochas vulcânicas de afinidade shoshonítica estudadas pertencem à Formação Hilário e têm idade de 592 – 590 Ma (Almeida *et al.*, 2012), pertencendo à Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, e, petrograficamente, são traquibasaltos e traquiandesitos.

Na região estudada são conhecidos processos epitermais onde tufos e brechas hidrotermais contêm teores anômalos em Ag (LOPES, 2011). O elemento Ag pode ser encontrado como nativo, mas ocorre principalmente na forma de sulfetos e possui hábito dendrítico, acicular ou fibroso. É principalmente associado à mineração secundária de Ouro, Chumbo e Zinco ou como inclusão em minerais de Cobre (CPRM, 2009).

A região foi sugerida pelo Grupo Mining Ventures Brasil, tendo-se à disposição todas as informações prévias obtidas pela equipe, como localização e teores de elementos metálicos e dois furos de sondagens para estudos, de 395,8 m e 251,8 m. Este trabalho faz parte do projeto do CNPq “Pesquisa em Terras Raras na região central do Rio Grande do Sul: programa de pós-graduação em química (PPGQ-UFSM), ciências farmacêuticas (PPGCF-UFSM) e em tecnologia mineral (PPGTM-UNIPAMPA)” processo 405806/2013-2, com coordenação de Prof. Dr. Marcelo Barcellos da Rosa (UFSM) e Prof.^a Dr.^a Delia Del Pilar Montecinos de Almeida (UNIPAMPA). Todos os métodos de investigação utilizados nesta pesquisa que exigiram recursos externos foram financiados pelo projeto citado.

2 OBJETIVOS GERAIS E ESPECÍFICOS

Este trabalho busca de forma geral caracterizar a mineralogia da rocha vulcânica, dos minerais de alteração e os elementos metálicos presentes na região, com o intuito de interpretar as fases de alteração e sua relação com o minério.

De maneira mais específica, busca-se i) discutir a relação entre rocha vulcânica e a alteração hidrotermal, ii) identificar presença de Elementos Terras Raras (ETR) e de outros elementos traços nos minerais metálicos e de alteração.

3 JUSTIFICATIVA

Este estudo se justifica pelo pouco conhecimento que se tem da região de Rincão da Cruzinha no que tange às ocorrências de depósitos minerais e alteração hidrotermal, principalmente relacionados à prata.

Também importante ressaltar o apoio da empresa Mining Ventures que forneceu informações para o desenvolvimento do estudo e a facilidade de deslocamentos para atividades de campos, pois se encontra no município de Lavras do Sul que fica relativamente perto de Caçapava do Sul. Este trabalho ainda conta com apoio financeiro do Projeto Terras Raras (processo 405806/2013-2).

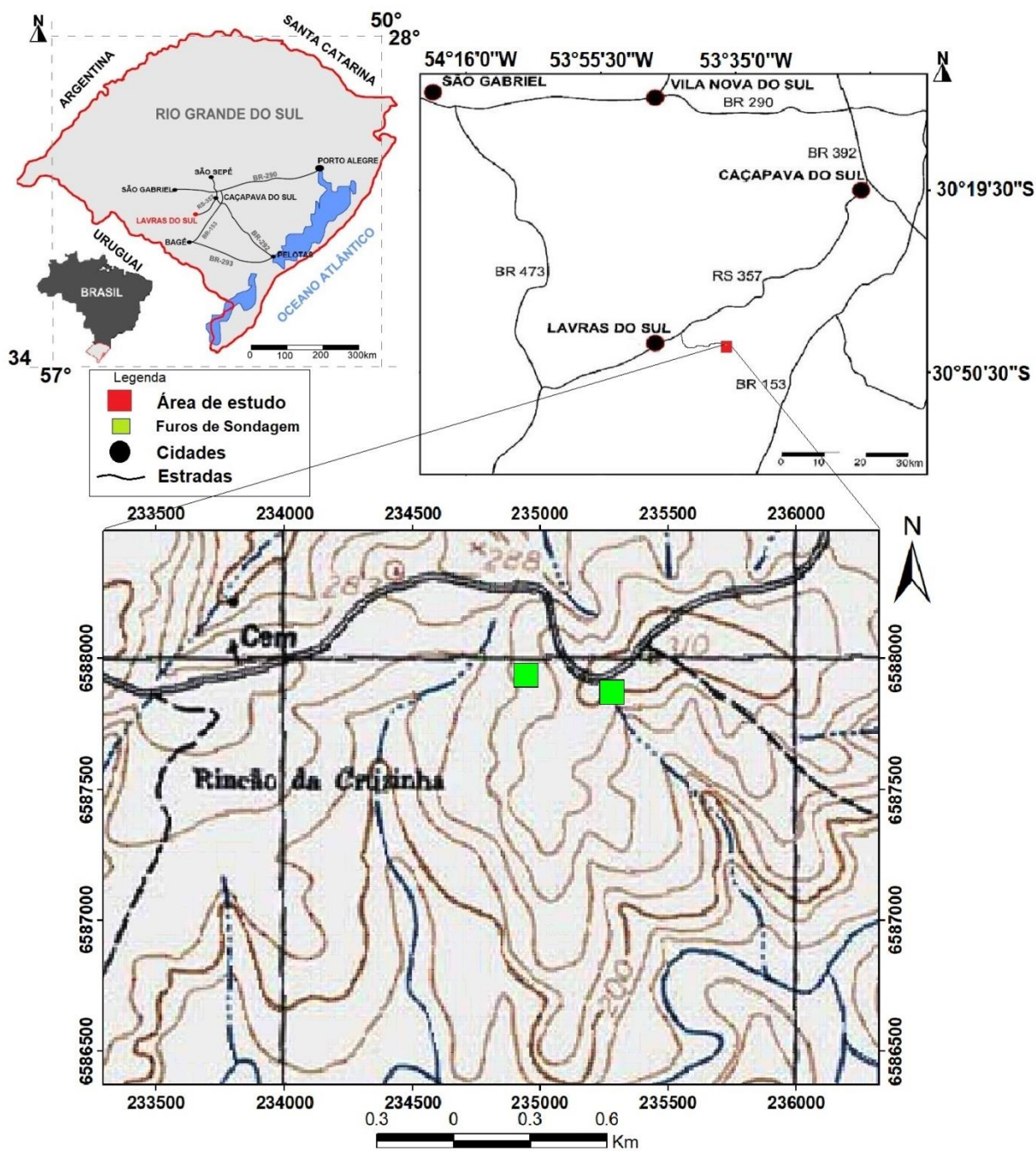
4 ÁREA DE ESTUDO

4.1 Localização e aspectos fisiográficos

A área de estudo está localizada na região central do estado do Rio Grande do Sul. O acesso à área se dá, de Porto Alegre à Lavras do Sul, pela BR-290 sentido oeste e, no entroncamento desta com a BR-392, seguindo sentido sul para Caçapava do Sul. A partir daí percorre-se cerca de 60 km para sudoeste pela RS-357. Antes de chegar à cidade de Lavras do Sul, percorre-se mais 15 km, sentido leste, por uma estrada vicinal não pavimentada até chegar ao Rincão da Cruzinha (Figura 1).

A área possui aproximadamente 5,5 km² e está delimitada pelas coordenadas UTM 234000 e 236880 mE e 6588600 e 6586600 mS, zona 22J, utilizando o datum Córrego Alegre, inserida nas folhas de escala 1:50.000 Lavras do Sul e Arroio Carajá do Exército.

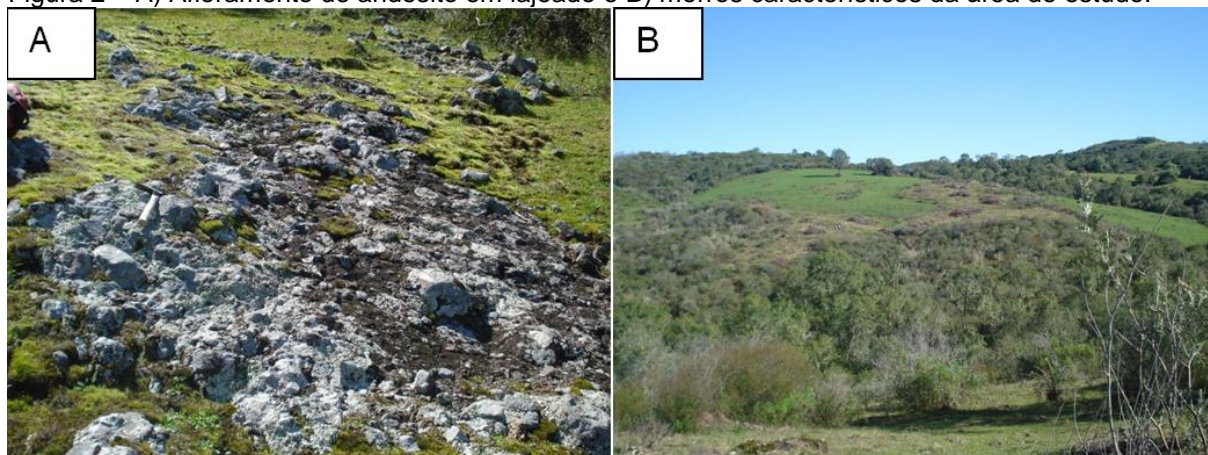
Figura 1 – Localização das vias de acesso à área de estudo.



Fonte: modificado de Ferreira (2016).

Na região leste do município de Lavras do Sul o relevo é ondulado suavemente, em forma de morros com topos convexos com altitudes entre 187 e 314 m, e algumas regiões deprimidas onde estão as drenagens. As rochas afloram como lajeados, blocos e matacões em drenagens e morros (Figura 2).

Figura 2 – A) Afloramento de andesito em lajeado e B) morros característicos da área de estudo.



Fonte: autora.

A vegetação compõe-se de campo de gramíneas, com densa quantidade de arbustos e árvores de médio porte nos morros, assim como ocorrência isolada de árvores de grande porte.

4.2 Contexto Geológico

A área de estudo está situada no Escudo Sul-rio-grandense, província geomorfológica definida por Carvalho (1932), o qual é dividido em cinturões que marcam a evolução da crosta continental na porção sul da Plataforma Sul-americana. O escudo possui rochas metamórficas que constituem o embasamento paleoproterozoico intercaladas com rochas que marcam a evolução de uma zona de convergência de placas durante o Neoproterozoico, sendo majoritariamente granitoides e vulcano-sedimentares (PHILIPP, MACHADO, CHEMALE JR., 2007).

Em Lavras do Sul, de acordo com Nardi & Lima (1985), as rochas graníticas e vulcânicas representam um evento de idade provavelmente brasileira, desenvolvido sobre uma crosta continental de idade superior a 2000 Ma, constituídas por rochas granulíticas do Complexo Santa Maria Chico e sequências vulcano-sedimentares de baixo grau.

De acordo com Gastal *et al.* (2006), entende-se que Lavras do Sul está situada no oeste do Escudo Sul-rio-grandense, no terreno São Gabriel, próximo ao limite com a borda cratônica do terreno Taquarembó. Estes autores também consideram que as unidades regionais incluem sequências metavulcano-sedimentares e ultramáficas, seccionadas por metagranitoides cálcio-alcálicos baixo

a médio-K, todos formados durante a orogênese acrescionária São Gabriel (900-700 Ma).

O magmatismo pós-colisional relacionado à orogênese Dom Feliciano (660-550 Ma), e contemporâneo à deposição na Bacia de Camaquã (606-450 Ma), está amplamente representado na região de Lavras do Sul (GASTAL *et al.*, 2006). De acordo com Gastal *et al.* (2006), dois eventos principais são identificados no oeste do escudo, os quais são distintos em idade e geoquímica. Aqueles autores definem que o evento precoce, *ca.* 606-580 Ma, inclui rochas vulcânicas e plutônicas shoshoníticas e granitos alcalinos e que o evento tardio, *ca.* 575-550 Ma, compreende granitoides e vulcânicas ácidas de afinidade alcalina, e granitoides cálcio-alcalinos alto-K. Sendo então o Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS) e as rochas vulcânicas crono-correlatas (Formação Hilário) representantes da principal área de exposição do evento precoce, que está situada próximo à junção dos dois principais sistemas de falhas, Irapuá e Ibaré.

As rochas vulcânicas e piroclásticas da região de Lavras do Sul ocorrem intimamente associadas com rochas sedimentares clásticas, predominantemente conglomeráticas e areníticas (NARDI & LIMA, 1985). Estas rochas magmáticas são descritas como uma espessa sequência de andesitos extrusivos que cobre, em discordância angular, a Formação Maricá, sendo denominadas de Andesito Hilário por Robertson (1966). Esta sequência de andesitos ocorre associada com tufos líticos, conglomerados vulcânicos, *mud flows*, grauvacas, diques e massas de rochas intrusivas máficas (NARDI & LIMA, 1985).

Esta sequência vulcano-sedimentar foi estudada com maior detalhe na região de Lavras do Sul (Lima, 1985, *apud.* Nardi & Lima, 1985), onde as litologias dominantes são siltitos, tufos de cristais, tufos líticos, lápilis e conglomerados cuja matriz tem composição de arenito lítico e arcabouço predominantemente constituído por fragmentos vulcânicos. Ignimbritos e arenitos subarcosianos ocorrem frequentemente intercalados nesta sequência. Ribeiro & Fantinel (1978) relatam a presença de remanescentes de antigos cones vulcânicos complexos nessa região.

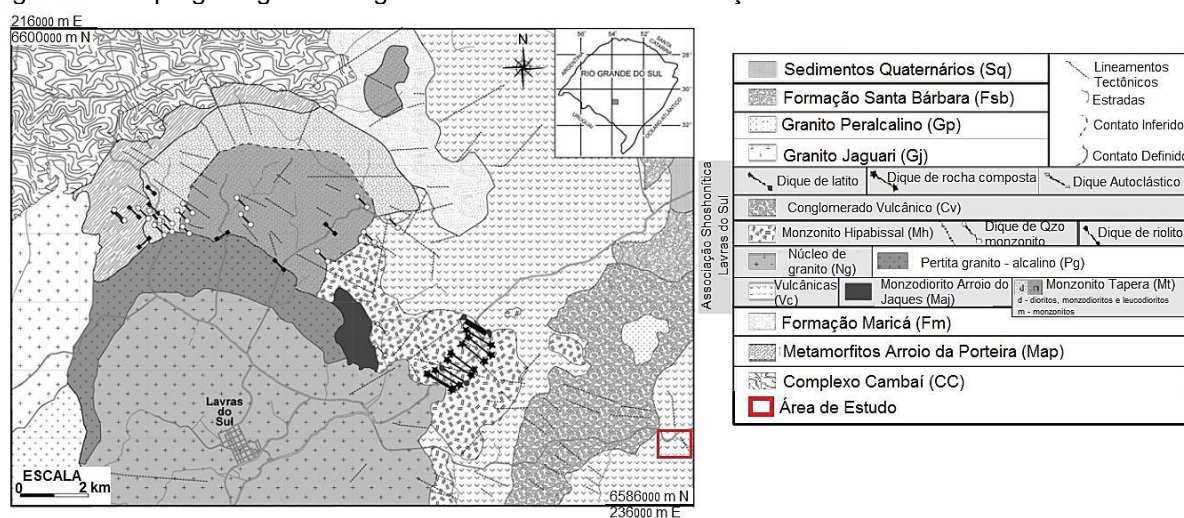
Segundo Nardi & Lima (1985) a evolução do sistema magmático que originou as rochas da área estudada foi responsável pelo empilhamento de sequências efusivas e piroclásticas, além de diques associados. Estas rochas são incluídas na Formação Hilário (FH), definida por Ribeiro & Fantinel (1978) e inclusa no grupo Bom Jardim, o qual está inserido no Supergrupo Camaquã, cujas rochas

representam os eventos tectônicos distensionais que ocorreram após o metamorfismo do Ciclo Brasileiro.

Neste supergrupo está a Bacia do Camaquã considerada por vários autores como *strike-slip* (e.g. LIMA, SOMMER e NARDI, 2007). Há um consenso na divisão do Supergrupo Camaquã em Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e rochas máficas da Suíte Rodeio Velho (e.g. ALMEIDA *et al.* 2012). Lopes *et al.* (2014) consideram que a sequência efusiva e piroclástica é intrudida por diques de composição andesítica e provavelmente lamprofírica, de espessura métrica a decamétrica, de direção N-NE, resultantes dos estágios rúpteis de distensão regional. Aqueles autores destacam ainda que a FH em sua porção norte é constituída predominantemente por lavas andesíticas (Figura 3).

A importância geológica da região de Lavras do Sul é acentuada pelas mineralizações auríferas e cupríferas ocorrentes no Complexo Granítico Lavras e na sequência vulcano-sedimentar de Volta Grande. Estas mineralizações apresentam várias características de depósitos do tipo cobre pórfiro (NARDI, 1985).

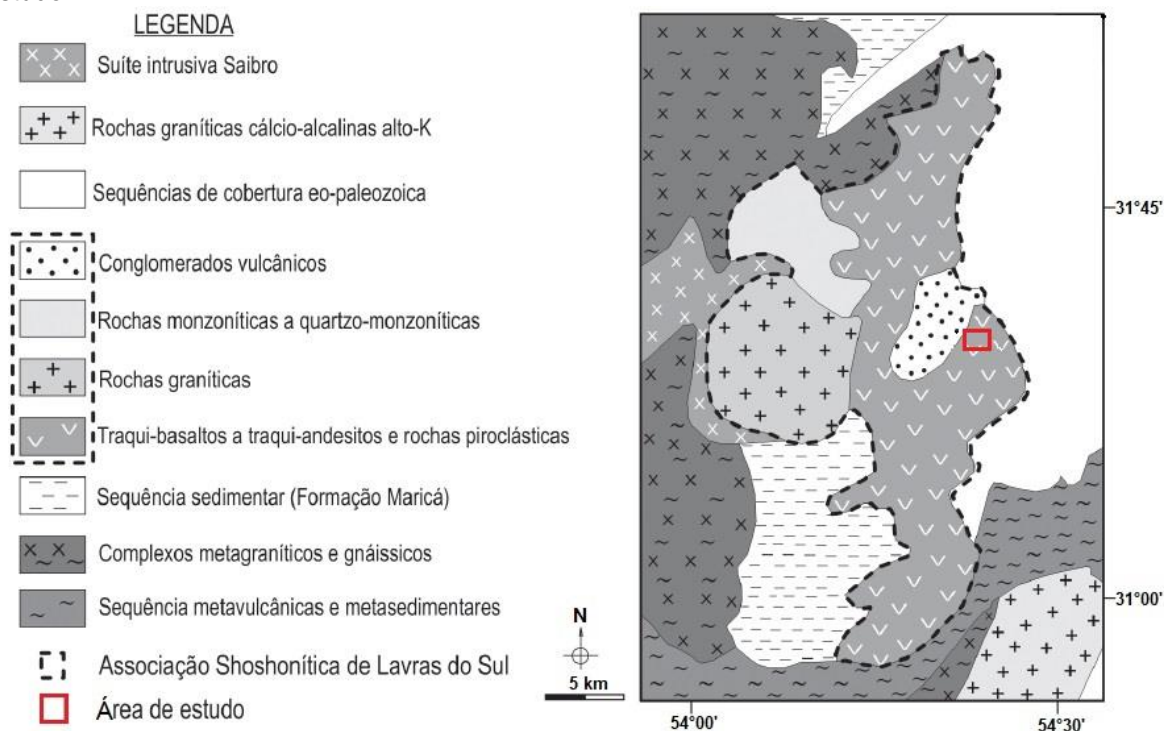
Figura 3 – Mapa geológico da região de Lavras do Sul e indicação da área de estudo.



Fonte: extraído de Liz *et al.* (2009).

Em seu trabalho, Liz *et al.* (2004) consideram que o embasamento relacionado ao ciclo Brasileiro foi posteriormente sobreposto e intrudido por rochas básicas a ácidas da Associação Shoshonítica Lavras do Sul (ASLS) (Figura 4). Granitos e rochas vulcânicas ácidas e básicas, de afinidade alcalina sódica saturada em sílica, e rochas sedimentares do Alogrupo Santa Bárbara sucedem esta associação.

Figura 4 – Mapa geológico da Associação Shoshonítica Lavras do Sul e localização da área de estudo.



Fonte: extraído de Lopes *et al.* (2014).

A ASLS possui na base traquibasaltos potássicos, sucedidos por quatro ciclos efusivos shoshoníticos, além de pequenos volumes de depósitos piroclásticos de queda e fluxo (NARDI & LIMA, 1985). Toda esta sequência está associada às intrusões de lamprófiros espessartíticos, diques traquiandesíticos a riolíticos, além de intrusões monzoníticas rasas (LIZ *et al.*, 2004).

5 ESTADO DA ARTE

Considerando que esse TCC está direcionado ao estudo de mineralizações de Ag, Au, Cu, Pb e Zn em rocha andesítica, faz-se uma breve descrição da rocha hospedeira, destes principais minérios, além de uma breve síntese dos processos de formação de minério e de alterações relacionadas aos depósitos modelos.

5.1 Andesito

Andesitos são rochas vulcânicas intermediárias, de cores cinza a cinza escuro, têm conteúdo de sílica entre 52% e 63%, com mineralogia principal composta por plagioclásio, hornblenda e biotita. Algumas variedades podem conter olivina e piroxênios. Como minerais acessórios podem conter zircão, apatita, magnetita, óxidos de ferro e titanita. A textura é muitas vezes porfirítica. Com relação

à alcalinidade, geralmente são subalcalinos (cálcio-alcalinos ou toleíticos) ou alcalinos (GILL, 2014). O nome é derivado da grande quantidade deste tipo de rocha nos Andes. É comum em arcos magmáticos, relacionada com vulcanismo explosivo ou como espessos derrames e ainda ocorre em grande províncias ígneas e zonas de rifte. Em conjunto com os basaltos, os andesitos são o segundo tipo de rochas vulcânicas mais comuns na Terra (GILL, 2014). Providenciam informações sobre os complexos processos e tectônica que ocorrem nas zonas de subducção.

Considerando a teoria da tectônica de placas, alguns pesquisadores como Tuena, Straub & Zellmer (2017) consideram que os andesitos podem ser fusões primárias produzidas por processos relacionados à subducção. Aqueles autores, através de investigações experimentais de alta pressão, demonstraram que a fusão parcial de fontes de peridotito hidratado ou eclogito podem gerar magmas andesíticos primários que produzem materiais fundidos que seriam de composição basáltica.

Em muitos ambientes de arco de ilha, lavas basálticas são comumente encontradas em associações muito próximas às dos andesitos, embora os basaltos não precisem ser necessariamente parentais às lavas andesíticas (GROVE e KINZLER, 1986).

Andesitos menos desenvolvidos podem algumas vezes ser difíceis de distinguir em relação aos basaltos em lâminas delgadas. Além disso, como as rochas intermediárias são quimicamente mais desenvolvidas do que os basaltos, os andesitos possuem menores temperaturas *liquidus* e *solidus*, que permitem que minerais máficos como hornblenda e biotita se cristalizem além de ou no lugar dos piroxênios. A maior parte dos andesitos de erupções vulcânicas em margem de arco de placas convergentes seguem uma direção de evolução de magma relativamente distinta de seus relativos em outros ambientes tectônicos (GILL, 2014).

5.2 Prata

A Prata (Ag) é um elemento metálico que ocorre tanto na forma nativa como em sulfetos. Cristaliza no sistema cúbico e seus cristais podem ser cubos, octaedros ou dodecaedros, mas essa forma é rara, sendo mais comum encontrá-la de forma acicular, fibrosa, dendrítica ou irregular, ocorrendo principalmente em filões. Não possui clivagem, tem intenso brilho metálico e baixa dureza (2,5 a 3) (CPRM, 2009).

A prata é um metal muito dúctil e maleável, sendo o que melhor conduz calor e eletricidade. Seu ponto de fusão é 960° C. Tem propriedades semelhantes ao cobre e ouro (CPRM, 2009). Forma 129 minerais, sendo extraída de muitos deles como pirargirita, argentita, acantita, cerargirita, galena argentífera, stromeyerita, tetraedrita, pearceíta, proustita, stephanita, tennantita, polibasita, silvanita e prata nativa. Pode ser obtida também como subproduto na metalurgia do zinco, do ouro, do níquel e do cobre. Ela está muitíssimo menos disseminada que o ouro na natureza (CPRM, 2009).

O maior produtor de prata é o México, com 2.748 t (dados de 2002), seguindo-se Peru, China e Austrália, todos com mais de 2.000 t. O Brasil produziu em 2002 apenas 10 t, em Minas Gerais e, sobretudo, no Paraná, como subproduto do chumbo (CPRM, 2009).

Konstantinov *et al.* (1993) destacam que atualmente as estruturas continentais do cinturão vulcânico pacífico contêm os maiores recursos de prata do mundo, que providenciam as maiores produções. Em seu trabalho destacam províncias metalogenéticas do nordeste da Rússia, citando três províncias principais: (1) um complexo paleozoico intermediário de maciços; (2) estruturas mesozoicas orogênicas; e (3) o cinturão cretácico vulcânico plutônico Okhotsk-Chukotka. Em (1) rochas carbonáticas são intrudidas por rochas subvulcânicas e plútons de composição intermediária, onde ocorrem mineralizações de cobre pórfiro (em menor quantidade ouro e prata) no centro e depósitos de chumbo e zinco (secundariamente prata) nas porções periféricas. Em (2) um alinhamento de stocks e diques de granitoides do fim do Cretáceo e campos vulcânicos Cretáceos e Paleógenos de várias composições, contêm, devido a zonas de brechas de controle magmático entre as rochas, mineralizações de prata, zinco e chumbo. Em (3) os distritos mineiros são controlados por falhas regionais ortogonais ao cinturão vulcânico formado por rochas vulcânicas cálcio-alcálicas.

5.3 Chumbo

O Chumbo (Pb) é um elemento metálico que é comumente encontrado na forma de sulfeto na galena (PbS), mas também pode ser extraído a partir da anglesita (PbSO₄), cerusita (PbCO₃), litargírio (PbO), cotunita (PbCl₂), piromorfita (Pb₅(PO₄)₃Cl) entre outros. Raramente é observado na forma nativa e é encontrado em veios ou disseminado em rochas ígneas e sedimentares associado a depósitos

de zinco, prata e cobre. É muito usado em baterias e também, em cabos, tintas, vidro, solda, aditivo na gasolina e proteção contra radiação (CPRM, 2009).

5.4 Zinco

O zinco (Zn) é um metal de transição quebradiço de coloração geralmente branco azulado, usado na fabricação de latão, em automóveis (nos velocímetros, por exemplo), tintas, borrachas, cosméticos, medicamentos, pesticidas, teclados, plásticos, sabões, baterias, tecidos, lâmpadas fluorescentes, máquinas de lavar roupa e pigmentos (CPRM, 2009). Obtém-se principalmente da esfalerita (ZnS), associada geralmente à galena, mas também pode ser extraído a partir da franklinita ($(\text{Zn}, \text{Mn}, \text{Fe})_2\text{O}_4$), da smithsonita (ZnCO_3) e da hemimorfita ($\text{Zn}_4\text{Si}_3\text{O}(\text{OH})_2$). Um dos principais depósitos de zinco é o do tipo Mississipi Valley da América do Norte, que está sobre rochas de sequências carbonáticas depositadas durante o Fanerozoico. O maior produtor é a China, seguido da Austrália e Peru (CPRM, 2009).

5.5 Ouro

O ouro (Au) raramente se combina com outros elementos, sendo, por isso, encontrado na natureza geralmente no estado nativo. Cristaliza na forma de cubos e octaedros, mas é muito mais comum encontrá-lo na forma de escamas, massas (pepitas) ou fios irregulares. É opaco e tem cor amarela típica, mas, quando pulverizado, pode ser vermelho, preto ou púrpura. Seu brilho é metálico, a dureza é baixa (2,5 a 3,0) e a densidade muito alta (de 19 a 30 g) (CPRM, 2009).

A baixa dureza permite que ele seja facilmente riscado com um canivete ou mesmo com um pedaço de vidro. Devido à alta maleabilidade, quando martelado amassa em vez de quebrar. O brilho não é muito intenso (CPRM, 2009).

É usado principalmente em moedas e joias, mas também em instrumentos científicos e em equipamentos eletrônicos. A principal fonte de obtenção é o ouro nativo (não combinado com outros elementos químicos) e mais alguns poucos minerais. O ouro ocorre em aluviões e em veios de quartzo associados a rochas intrusivas ácidas. É encontrado também como teluretos e ligas naturais, pois geralmente contém algo de prata. Forma série isomórfica com a prata, ou seja, a mistura ouro-prata pode ocorrer em todas as proporções (CPRM, 2009).

Está muito disseminado na crosta terrestre, geralmente associado ao quartzo ou à pirita. Estima-se haver quase nove milhões de toneladas de ouro dissolvido na

água do mar. O ouro é o mais maleável e o mais dúctil dos metais. Com 1 g desse metal, podem-se obter até 2.000 m de fio ou lâminas de 0,96 m² e apenas 0,0001 mm de espessura. É bom condutor de calor e eletricidade e não é afetado nem pelo ar, nem pela maioria dos reagentes químicos. É produzido principalmente na África do Sul (11 % da produção mundial em 2006), seguindo-se EUA, Austrália, China e Peru (CPRM, 2009).

Entre 1700 e 1850, o Brasil foi o maior produtor de ouro do mundo, com um total de 16 toneladas no período de 1750-1754, originada predominantemente dos aluviões da região do Quadrilátero Ferrífero, em Minas Gerais (CPRM, 2009).

5.6 Cobre

O cobre (Cu), bom condutor de calor e eletricidade, é usado em fios elétricos, na fabricação de bronze e latão, em defensivos agrícolas, tratamento da água e em objetos ornamentais. Pode ser extraído de pelo menos 17 minerais como por exemplo calcopirita (CuFeS₂), cuprita (Cu₂O), calcosina (Cu₂S), covelita (CuS), bornita (Cu₅FeS₄), azurita (Cu(CO₃)₂H₂O), enargita (Cu₃AsS₄) e calcocianita (CuSO₄) (CPRM, 2009). O cobre encontra-se principalmente, ou quase por completo, na forma de calcopirita nas rochas ígneas normais inalteradas pertencentes ao estágio principal de cristalização, e pequenas quantidades se encontram na forma de bornita (CPRM, 2009). Estes sulfetos de cobre e ferro citados geralmente são os últimos cristais que cristalizam e preenchem os interstícios deixados por outros minerais nas rochas ígneas. Está geralmente associado aos depósitos em regiões de arco magmático e o conteúdo é maior em rochas básicas (BIONDI, 2003).

5.7 Alteração Hidrotermal

A alteração hidrotermal adotada por Pirajno (1992) refere-se às transformações químicas, mineralógicas e texturais resultantes da interação de fluidos aquosos quentes (entre 50°C e 500°C) sob determinadas condições físico-químicas, com rochas nas quais percola pervasivamente ou em fissuras. Estas transformações podem ser classificadas, de maneira geral, em função do metassomatismo e de reações que dependem da atividade dos álcalis e de hidrogênio no sistema. O entendimento do processo de alteração hidrotermal é

importante por fornecer informações sobre as características químicas do fluido, as condições físicas da formação do minério e as origens dos fluidos.

A alteração hidrotermal é extremamente variada e o tipo de rocha hospedeira tem uma grande influência no resultado. As rochas alteradas são geralmente mais porosas e permeáveis que as rochas frescas, isto é mais visível em rochas ígneas intrusivas, mas há exceções em rochas extrusivas e sedimentares (SCHWARTZ, 1959). Em sua revisão, Schwartz (1959) destaca que mudanças na cor são comuns durante a alteração hidrotermal e são decididamente bons indicadores do processo. Devido à presença de minerais de cor clara como sericita, argilominerais, alunita, quartzo e carbonatos, as rochas são mais esbranquiçadas do que seus equivalentes inalterados. Outras alterações de cor na oxidação dos produtos de alteração podem enfatizar as zonas alteradas. Contudo, o mesmo autor reforça que o branqueamento não está necessariamente ligado com os efeitos hidrotermais conectados à deposição de minério, sendo mais visível em boa parte dos depósitos de cobre disseminado.

A textura das rochas ígneas quando submetidas à alteração hidrotermal denota grãos disseminados e um tapete de grãos extremamente finos. Embora os agregados de grãos finos substituam os grãos maiores, raramente a textura original é totalmente destruída (SCHWARTZ, 1959). Para que ocorra um alto grau de alteração hidrotermal, é necessária permeabilidade e muitos distritos mineiros apresentam isto associado a fraturamento e brechação intensos.

Os principais tipos de alteração hidrotermal são resultado das interações dos fluidos hidrotermais com as rochas sob diferentes condições de temperatura e razão aK^+/aH^+ (atividades de potássio e hidrogênio no sistema) e são classificadas como a) metassomatismo alcalino (sódico e potássico), b) alteração propilítica, c) alteração sericítica, d) alteração argílica e e) alteração argílica avançada, detalhadas a seguir.

A evolução do sistema hidrotermal nem sempre é simples, pois normalmente ocorrem variações na razão aK^+/aH^+ e nas condições de pressão e temperatura do sistema, o que provoca sobreposição recorrente dos tipos de alteração hidrotermal (MISAS, 2010).

a) Metassomatismo alcalino (sódico e potássico)

É caracterizado pela substituição de quartzo e de feldspatos ígneos por feldspato potássico ou por albita, resultando em núcleos de plagioclásio com borda de feldspato potássico e vice-versa, vênulas de feldspato potássico em plagioclásio

e também por texturas de dissolução. As associações de minerais típicas destes tipos de alteração são feldspato potássico-biotita-quartzo (intersticial), feldspato potássico-clorita e feldspato potássico-biotita-magnetita. Também podem ocorrer em paragênese sulfetos como pirita, calcopirita e molibdenita (MISAS, 2010).

b) Alteração Propilítica

É gerada por soluções quase neutras em um intervalo variável de temperatura e ocorre nas partes distais da fonte de calor (intrusão do magma) e mais profundas. Sua mineralogia típica é dada por assembleias como epidoto, clorita e albita, além de carbonatos, feldspato potássico, pirita e sericita subordinados. A paragênese mineral desenvolvida é oriunda da composição química da rocha e não do fluido (MISAS, 2010).

c) Alteração Sericítica (ou Fílica)

É a forma mais comum de alteração hidrotermal, presente na maioria dos depósitos minerais hidrotermais, desde sulfetos maciços vulcanogênicos arqueanos até sistemas epitermais recentes. Neste tipo de alteração geralmente há mistura de fluidos ígneos com meteóricos. Os feldspatos são decompostos na presença de H^+ , OH^- , K e S. As fases residuais das reações químicas são essencialmente quartzo, micas brancas e sulfetos, ocorrendo sericita, pirita e por vezes clorita (MISAS, 2010).

d) Alteração Argílica

A alteração argílica (ou argílica intermediária) comumente é tardia nos sistemas hidrotermais. Ocorre a decomposição dos feldspatos em argilominerais como caulinita, illita e montmorilonita, entre outros, devido à intensa lixiviação ácida em baixas temperaturas (100°C a 300°C) e com baixa atividade de íons alcalinos, especialmente de potássio (MISAS, 2010).

e) Alteração Argílica Avançada

Este tipo é caracterizado pela cristalização da paragênese quartzo-alunita-pirofilita, produtos da lixiviação ácida causada por um fluido magmático oxidado e com alto conteúdo de enxofre, com pouca mistura de fluidos meteóricos. Zonas de alteração argílica avançada geralmente se encontram em sistemas epitermais com alta concentração de enxofre, mas também em sistemas porfíricos e na parte mais interna de veios mineralizados em metais de base (MISAS, 2010).

5.8 Processos hidrotermais de formação de minério

Os processos hidrotermais talvez sejam os processos de mineralização mais comuns atuantes na crosta terrestre, ilustrado por depósitos minerais portadores de quase todos os elementos químicos de ocorrência natural. Ocorrem com frequência em cinturões orogênicos, onde o aquecimento dos fluidos, aliado à geração de feições estruturais (falhas, brechas, faixas cisalhadas, foliação) serve de condutos para a circulação das soluções, facilitando a interação fluido-rocha (TEIXEIRA *et al.*, 2009).

Os produtos vulcânicos trazem informações importantes não só sobre as condições físico-químicas da formação de minerais, mas também sobre a distribuição e potencialidade dos recursos naturais de interesse econômico (TEIXEIRA *et al.*, 2009).

Biondi (2003) aponta que, alojadas na litosfera, as intrusões ígneas desenvolvem plumas hidrotermais quando há água disponível no sistema. Normalmente a maior parte da água envolvida em um sistema hidrotermal provém das rochas encaixantes dos corpos ígneos. Essa água mistura-se à água magmática (juvenil) e com gases, formando uma mistura que, exsolvida da intrusão, torna-se o fluido que define a forma e as dimensões da pluma hidrotermal.

Qualquer intrusão ígnea forma-se devido a uma ou várias injeções de rocha fundida dentro da litosfera, através de zonas de fraqueza como falhas, contatos e discordâncias. A longevidade de um sistema hidrotermal depende da realimentação da intrusão com novos fluxos de rochas fundidas. A dimensão do sistema hidrotermal depende da sua longevidade, do volume da intrusão, da quantidade disponível de fluidos e da porosidade e permeabilidade do meio rochoso, onde a intrusão se aloja. Mesmo quando um sistema é composto por um corpo ígneo de grande volume, capaz de fornecer uma grande quantidade de energia (calor) ao sistema, caso não haja água em quantidade suficiente, essa energia será despendida apenas com a formação de uma auréola termometamórfica de dimensões reduzidas (BIONDI, 2003). A água é o veículo que transporta calor e solutos a grandes distâncias, possibilitando a formação de uma pluma hidrotermal importante, capaz de formar depósitos minerais.

Os ambientes geotectônicos nos quais vulcões emersos e intrusões rasas ocorrem são, sobretudo, associados a zonas de subducção, junto às margens continentais ativas (tipo andina) ou arcos de ilha, cerca de 100km distante do *front*

de magmatismo ativo. São esses os ambientes dos depósitos filoneanos e dos depósitos disseminados de ouro de alta e baixa sulfetação, dos depósitos de boratos e de mercúrio formados junto a fontes hidrotermais. Os depósitos filoneanos com Terras Raras associam-se geneticamente a complexos alcalinos de características intermediárias. Esses complexos formam-se no interior dos continentes, junto a grandes falhas profundas, que atingem a astenosfera superior (BIONDI, 2003). Estas falhas estão em ambientes de riftes intracontinentais ou zonas de falhas transformantes formadas durante a abertura de oceanos que se prolongam para o interior dos continentes.

5.9 Características dos depósitos modelos

A exploração de ouro na região circum-pacífica, especialmente desde os anos 1970, propiciou um grande número de depósitos de classificação mundial associados tanto com ambientes vulcânicos ativos ou recentemente ativos. Estes depósitos são agora considerados como categoria de importantes e prospectivos depósitos de ouro, chamados epitermais. O termo epitermal é derivado da classificação de depósitos minerais de Lindgren (1933) e se refere aqueles que são formados em níveis crustais rasos. Muitos estudos deste tipo de ambiente formador de minério e em comparações com casos modernos ativos têm mostrado que os depósitos epitermais são formados a temperaturas entre 160°C a 270°C e pressões equivalentes às profundidades entre 50 a 1000m (ROBB, 2005).

As formas dos depósitos epitermais são controladas pelas estruturas através das quais os fluidos mineralizadores migram e precipitam seus solutos, pela reatividade dos fluidos hidrotermais, pela dimensão das plumas hidrotermais e pelas características das litologias onde os solutos das soluções hidrotermais precipitam (BIONDI, 2003). Nesse caso, a pluma hidrotermal tem forma e dimensões de um plúton alojado próximo à superfície. Nesse tipo de sistema formam-se depósitos filoneanos e disseminados de ouro denominados sericita-adulária, tendo este último forte participação de água meteórica na composição dos fluidos hidrotermais.

Robb (2005) aponta dois estilos contrastantes de mineralizações que são reconhecidos nestes depósitos, alta sulfetação e baixa sulfetação. Estes termos se referem especificamente ao estado de oxidação do enxofre no fluido, a química e pH que se relaciona com a natureza da alteração associada com cada tipo. A Tabela 1 apresenta as principais características que diferenciam os ambientes destes

depósitos, os quais são geralmente pequenos, com reservas menores de dois milhões de toneladas.

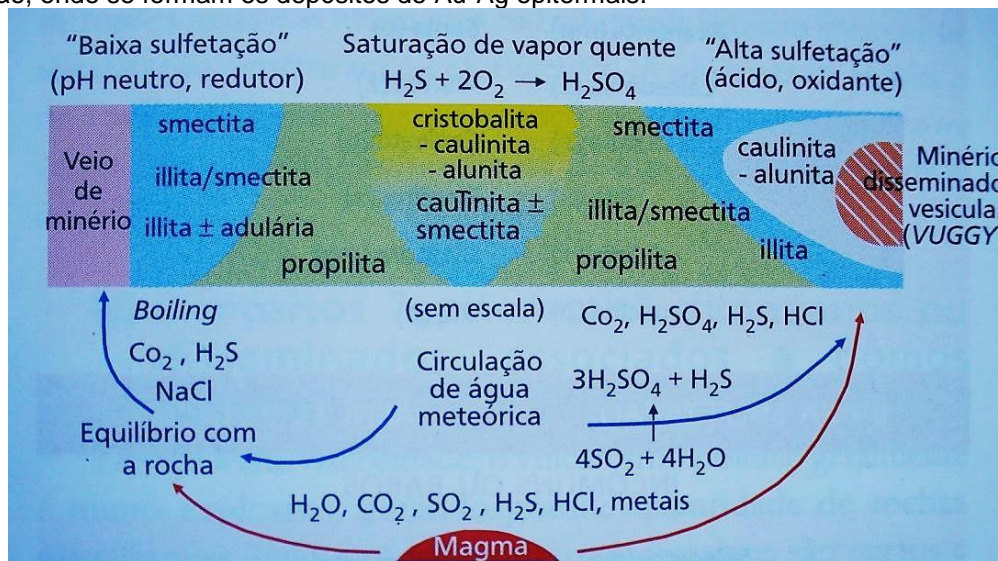
Tabela 1 – Características principais dos depósitos epitermais de Au-Ag dos polos ácido sulfatado (alta sulfetação) e sericita adularia (baixa sulfetação).

CARACTERÍSTICAS	SERICITA-ADULÁRIA (baixa-sulfetação)	ÁCIDO SULFATADO (alta sulfetação)
Forma do depósito	Veios tensionais predominantes "Stockwork" comuns. Disseminações e substituições pouco frequentes.	Predominância de minérios disseminados e substituições
Texturas	Vênulas, preenchimento de cavidades (bandamentos, feições coliformes, drusas), brechas.	Substituições das encaixantes, brechas e veios.
Minerais de Minério	Pirita, electrum, ouro livre, esfalerita, galena (arsenopirita); Quartzo, calcedônia, calcita, adularia, illita ou sericita, carbonatos.	Pirita, enargita, calcopirita, tennantita, covelita, ouro livre, teluretos
Ganga	Au, Ag, Zn, Pb (Cu, Sb, As, Hg, Se)	Quartzo, alunita, barita, caulinita, pirofilita.
Metais		Cu, Au, Ag, As (Pb, Hg, Sb, Te, Sn, Mo, Bi)

Fonte: extraído de Biondi (2003).

Robb (2005) destaca que os depósitos de alta e baixa sulfetação podem ser vistos como membros finais de processos relacionados à evolução e circulação do fluido nos vulcões e ao redor deles (Figura 5). Depósitos em ambientes de alta sulfetação ocorrem em ambientes proximais e são comumente encontrados inseridos ou próximos do duto vulcânico.

Figura 5 – Distribuição das zonas de alterações hidrotermais nos ambientes de alta e de baixa sulfetação, onde se formam os depósitos de Au-Ag epitermais.



Fonte: extraído de Biondi (2003).

Os fluidos envolvidos com a mineralização são derivados diretamente do magma como um produto de saturação do fluido e do vapor e estão geralmente em ebulição no ambiente. Os fluidos são muito ácidos e oxidados, sendo assim capazes de lixiviar os elementos maiores da rocha vulcânica hospedeira na qual circula, resultando em estruturas *vuggy* (vesiculares) e um avançado estágio de alteração argílica. Nestes ambientes, a zona interna, com caulinita/dickita e alunita, grada externamente para uma zona com esmectitas + illita e, nas posições distantes do foco térmico, para uma zona propilítica (ROBB, 2005).

Depósitos em ambientes de baixa sulfetação podem se formar dentro do duto vulcânico, especialmente em estágios de diminuição da atividade magmática, mas são tipicamente mais observados em locais onde de alguma forma foram retirados dos focos do vulcanismo (ROBB, 2005).

Os fluidos são quase neutros e similares aos encontrados em fumarolas e manifestações geotérmicas com melhor fluxo de calor, estando em equilíbrio com as rochas hospedeiras. Estes fluidos geram preferencialmente depósitos filoneanos ou venulares com encaixantes argilizadas por esmectitas e illitas. Os teores de Cu são menores, porém os de Ag, Zn e Pb são maiores que os depósitos de alta sulfetação e todos esses elementos são normalmente explorados como subprodutos do Au (BIONDI, 2003).

6 TRABALHOS ANTERIORES SOBRE MINERALIZAÇÕES NA REGIÃO

Carvalho (1932), estudando as jazidas auríferas de Lavras do Sul, identificou dois campos auríferos: um sobre o granito (Pitangueiras e Caneleira) e outro ligado ao andesito a leste da cidade (Campos de Vista Alegre). O levantamento dos veios metalíferos em ambos os campos indica uma direção dominante N50°W, tanto no granito quanto no andesito, com predomínio de minérios carbonatados de cobre no andesito.

Ribeiro *et al.* (1966, *apud* Mexias *et al.*, 2007), ao estudarem as mineralizações na quadrícula de Caçapava do Sul, salientaram que a mineralização cuprífera nas áreas de Volta Grande e Vista Alegre estaria intimamente ligada às rochas andesíticas, alojadas em filões e em falhas secundárias.

Nardi & Lima (1985) descrevem que na sequência vulcânica ocorrem predominantemente sulfetos de chumbo, zinco e cobre associados com ouro em

filões ou em zonas brechadas de direção preferencialmente NW, cortando as rochas presentes na área, com exceção dos conglomerados. A alteração hidrotermal é predominantemente do tipo propilização, representada pela associação mineralógica: carbonato-clorita-albita-epidoto (pistacita). Muscovita e biotita verde ocorrem raramente. Os carbonatos, em geral calcita, estão presentes tanto substituindo a mineralogia original como preenchendo veios. A clorita é geralmente confinada à matriz das rochas vulcânicas, enquanto albita tende a envolver cristais de plagioclásio.

Em seu trabalho, Nardi & Lima (1988) destacaram na área da Merita, zona localizada a oeste da área de estudo, a existência de mineralização sulfetada com importantes concentrações de ouro, cobre, chumbo, zinco e prata parcialmente exploradas para extração de ouro desde o início do século XX. Aqueles autores descrevem ainda que nas rochas graníticas e vulcânicas próximas a mineralização é predominante de sulfetos de Cu-Fe contendo ouro e sulfetos de chumbo e zinco com prata associada são observados principalmente nas porções mais distantes da intrusão granítica, isto é, nas porções superiores da sequência vulcânica.

Lima e Nardi (1998) caracterizaram quimicamente as fases minerais das rochas vulcânicas básicas e intermediárias da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, contribuindo para a caracterização e evolução das rochas da região. A mineralogia essencial encontrada por estes autores é representada por plagioclásio do tipo andesina-labradorita sódica, acompanhada por olivina e augita.

Liz *et al.* (2004) caracterizaram através de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) ouro, pirita, calcopirita, arsenopirita, barita, rutilo, tetraedrita e prata nativa associados às rochas da ASLS que são dacitos e traquitos. Aqueles autores também identificaram a predominância de alteração propilítica nas rochas monzoníticas da ASLS a partir das fases clorita+epidoto+carbonato+albita.

Martins (2015), ao estudar a Mina Dourada, constatou a presença de alterações argílica avançada e potássica que se enquadrariam dentro de um modelo tipo pórfiro-Au. Ferreira (2016) descreveu os tipos de alterações hidrotermais presentes nas rochas da Mina Caneleira identificando cloritização, ilitização, silicificação, carbonatação e sulfetação.

Araújo (2016) constatou a ocorrência de mais de um evento hidrotermal na Mina Cerro Rico, com superposições ou interdigitações entre os ambientes através de uma evolução horizontal e vertical do hidrotermalismo na região que, desta

forma, passam de uma zona propilítica de um depósito tipo pórfiro nas porções mais a NW da área, para estágios de alta e baixa sulfetação de depósitos hidrotermais nas porções mais a SE e NE.

7 MATERIAIS E MÉTODOS

A fim de atingir os objetivos deste trabalho foram organizados os materiais necessários à pesquisa e aquisição de dados como são comumente utilizados em estudos geológicos tendo-se após a revisão bibliográfica, etapas de campo (mapeamento e descrição de furos de sondagem) e laboratório (estudos petrográficos, geoquímicos e Microscopia Eletrônica de Varredura) descritas a seguir.

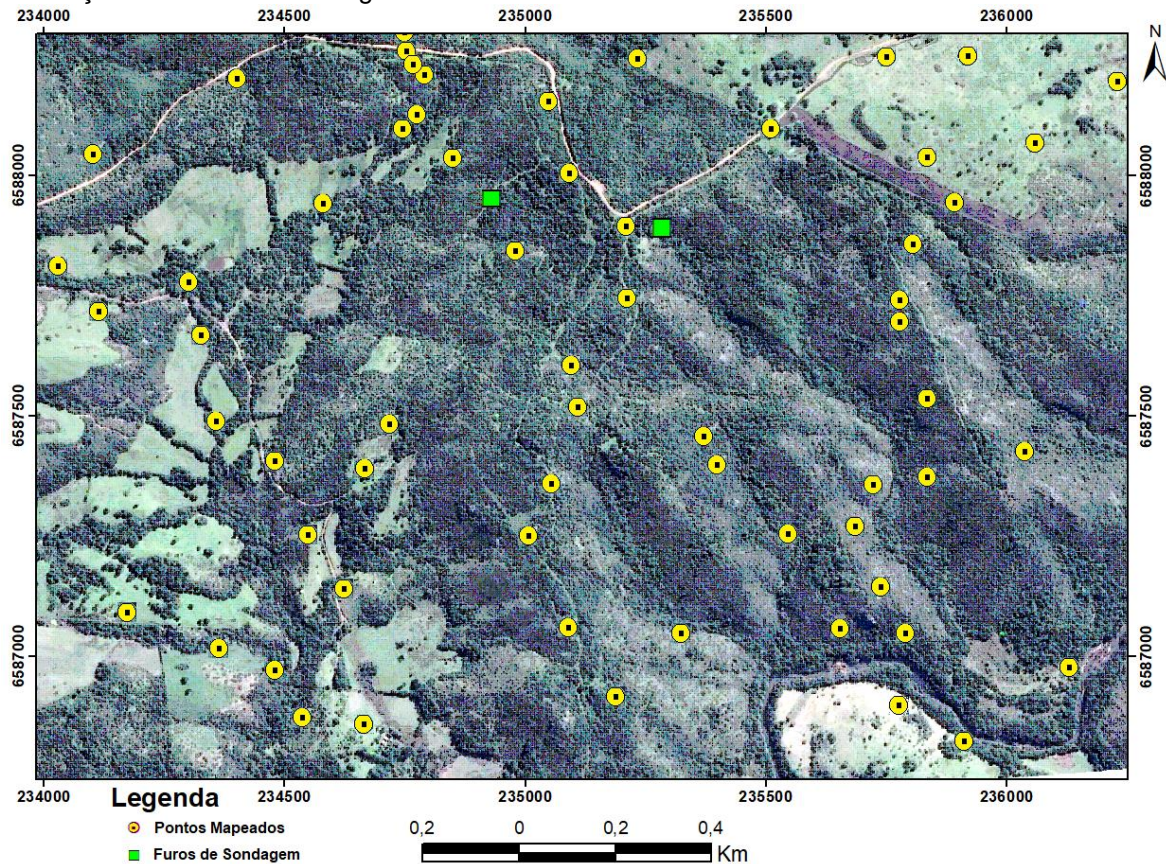
7.1 Etapa de campo

A preparação para o campo consistiu na interpretação de imagens de satélite e cartas topográficas para investigar as vias de acesso e principais estruturas tectônicas no entorno da área de estudo. Estas informações foram retiradas de dados publicados em livros, teses, dissertações monografias, sites e artigos científicos referentes à área de estudo e o tema do trabalho para caracterização do problema científico na forma de subsídio teórico. Também considerando as coordenadas de localização dos furos de sondagens, disponibilizadas pela empresa Mining Ventures, foi possível traçar os melhores trajetos para acessar a área.

A etapa de campo consistiu em mapear a região e coletar amostras para estudos petrográficos e geoquímicos. Os pontos foram localizados pelas cartas topográficas 1:50.000 do Serviço Geográfico do Exército e com o uso de GPS (Sistema de Posicionamento Global). As cartas utilizadas foram: Folha SH-22-Y-A-IV-3 e Folha SH-22-Y-A-IV-4, sendo unidas e delimitadas em escala apropriada para anotar os pontos no campo.

Foram realizados três dias de campo para a área de estudo, saindo e retornando de Caçapava do Sul no mesmo dia. O percurso se deu em malhas irregulares, sendo georreferenciados e descritos 54 pontos, que correspondem a pontos de localização e afloramentos (Figura 6).

Figura 6 – Imagem de satélite do Google Earth Pro da área mapeada com pontos mapeados e localização dos furos de sondagem estudados.



Fonte: adaptado de *Google Earth Pro* (2017).

Nos afloramentos de rocha foram descritos a cor, textura, grau de alteração, mineralogia e estrutura das rochas. De forma sistemática, com notação em Direção do Mergulho (*Dip Direction*), foram medidas as fraturas e estrias de falhas encontradas em alguns afloramentos.

Para os trabalhos de campo contou-se com o suporte dos bolsistas Rafael Ramos e Guilherme Alves, envolvidos no projeto citado na introdução, da Prof^a. Dr^a. Delia Pilar (orientadora), além da geóloga Sissa Kumaira da Unipampa.

No campo foram utilizados os materiais tradicionais: caderneta de campo, martelo petrográfico, marreta, lupa de mão, ácido clorídrico (10%), bússola tipo *Brunton*, GPS, canivete, sacos plásticos, fita adesiva, caneta de marcação permanente e máquina fotográfica.

As amostras de campo foram identificadas com o prefixo “PT-” (exemplo: PT-001, PT-002), onde os números sequenciais representam cada ponto visitado e, se seguidos de letras (exemplo: PT-002-A, PT-002-B), correspondem às amostras coletadas. Esta sistemática foi utilizada visando melhor organização dos dados.

Após a coleta e descrição, as amostras de campo e de furos de sondagem foram fotografadas e mais detalhadamente descritas com auxílio de lupa de mesa do Laboratório de Geociências da Unipampa com aumentos que variam de 2 a 40 vezes.

7.2 Estudo de furos de sondagem

Para a descrição dos dois furos de sondagem contou-se com o auxílio dos bolsistas Beatriz Morales e Gabriel Ferreira, pertencentes ao projeto já citado, além do acompanhamento da orientadora Prof^a Dr.^a Delia Pilar e de Geól. Nilson Dorneles, geólogo da empresa. Nos furos de sondagem a identificação seguiu a sigla “TMA-”, com números sequenciais das amostras coletadas, sendo anotado em caderneta o número do furo que correspondem e a profundidade. Esta ordenação foi utilizada visando garantir organização dos dados. Os furos (Figura 7) têm respectivamente 395,8m e 251,8m de comprimento, com mergulho para -70° e -50° sendo separados por cerca de 355 metros.

Figura 7 – Caixas contendo o furo de sondagem DDH-02 estudado, na metragem de 12m a 24m.



Fonte: autora.

Nas descrições (Apêndice A) foram anotadas as principais características das rochas como textura, estrutura, mineralogia e alteração, dando-se ênfase na

alteração hidrotermal, sendo esta de forma intensa (associada ou não com teores anômalos de prata).

Os testemunhos de sondagens permitem avaliar em profundidade maior variedade de rochas e suas diferentes texturas, auxiliando na identificação de contatos litológicos e amplitude de zonas de alteração hidrotermal e de falhas.

Posteriormente, a partir das descrições macroscópicas dos furos, foram selecionadas 18 amostras para estudos microscópicos. Das amostras coletadas em campo, duas foram selecionadas para confecção de lâminas por conterem minerais de alteração superficial além de retratar a mineralogia geral observada no campo. Dos furos de sondagens, as amostras foram selecionadas levando em consideração a presença de minerais de alteração e metálicos, procurando abranger a mais variada profundidade.

7.3 Petrografia microscópica

A petrografia é utilizada em várias etapas dos trabalhos geológicos, principalmente durante as atividades de campo, pois a partir da classificação da rocha, e/ou identificação da mineralogia mais abundante, é possível tratar cada rocha separadamente conforme um grupo. A primeira investigação se obtém em nível de afloramento, na qual o observador visualiza as características de cor, camadas e disposição da rocha no local. Ao aproximar a visão, no próprio afloramento ou com amostra de mão com auxílio de lupa, é possível observar a textura e os minerais de maior tamanho, para classificar a rocha. No entanto, muitas rochas vulcânicas e piroclásticas, devido à fina textura, não permitem a caracterização mineralógica em campo, sendo necessário confeccionar seções delgadas para serem observadas no microscópio petrográfico.

Através da mineralogia óptica, por um sistema de luz transmitida ou refletida do microscópio petrográfico, é possível identificar os minerais da lâmina, de maneira não destrutiva, a partir das características de cada mineral. Para identificar os minerais, as rochas são preparadas em seções delgadas de 0,03mm de espessura, coladas a um vidro geralmente por uma resina, constituindo uma lâmina.

Os minerais que permitem a passagem de luz são observados em microscópio de luz transmitida, em que a luz atravessa o objeto a ser estudado e atinge a lente objetiva do microscópio e depois a ocular. Os minerais opacos, aqueles que não permitem a passagem de luz transmitida, são observados em

microscópio de luz refletida, em que a luz incide na superfície do mineral e é refletida em direção à objetiva do microscópio e, depois, à ocular (MACHADO e NARDY, 2016).

Para os minerais opacos, na falta do microscópio de luz refletida, pode ser incidida uma fonte de luz externa Zeiss CL 1500 HAL, acima da lâmina, sendo desligada a fonte de luz do microscópio de luz transmitida. A partir daí é possível observar principalmente o brilho que os minerais opacos têm e, associados à cor e clivagens, podem auxiliar, em conjunto com outras técnicas, na identificação do mineral. Esta técnica é apresentada pelo professor Heinrich Frank em seus guias de identificação de minerais e, no meio digital em forma de vídeos na plataforma *YouTube* (FRANK, 2014; FRANK, 2016). O limite máximo dos microscópios ópticos é de um aumento de 2000 vezes. Acima deste valor, detalhes menores são imperceptíveis (RAITH, RAASE e REINHARDT, 2011).

Foram confeccionadas 18 lâminas petrográficas e estudadas no laboratório de Microscopia da Unipampa por microscópio óptico binocular de luz transmitida *Zeiss Lab. A1 AXIO* e, para luz refletida, o microscópio ECLIPSE 50i POL da marca *Nikon*. As fotomicrografias das lâminas foram obtidas através do *software ToupView* e câmera, *ToupCam*, de captura de imagem acoplada a uma ocular, conectada através de um cabo USB no computador. Nas imagens, as escalas foram calibradas para cada objetiva.

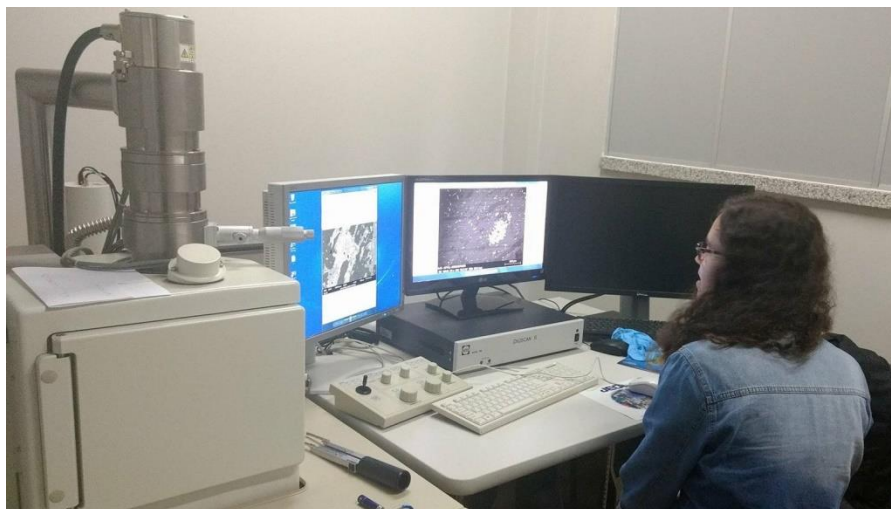
Análises petrográficas a partir de lâminas delgadas são feitas para caracterizar a mineralogia principal da rocha matriz e os principais minerais de alteração, bem como microestruturas e texturas, classificar as rochas de acordo com os diagramas, e evidenciar os elementos que propiciaram o alojamento do minério junto da alteração hidrotermal.

7.4 Estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) utiliza um feixe de elétrons no lugar de fótons utilizados em um microscópio óptico convencional, o que permite solucionar o problema de resolução relacionado com a fonte de luz branca. Devido às suas cargas, os elétrons podem ser focalizados por campos eletrostáticos ou eletromagnéticos e, então, são capazes de formar imagens. Com o MEV (Figura 8) é possível obter rapidamente informações sobre a morfologia, identificar elementos

químicos e analisar as microestruturas do mineral, a partir de imagens de alta resolução (DEDAVID, GOMES, MACHADO, 2007).

Figura 8 – Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) JEOL, do LGI da UFGRS, utilizado para análises.



Fonte: autora.

A incidência do feixe de elétrons no mineral promove a emissão de elétrons secundários (SE), elétrons retroespalhados (BSE), elétrons *auger*, e elétrons absorvidos, assim como emissão de raios X característicos e de catodoluminescência. A imagem eletrônica de varredura representa em tons de cinza o mapeamento e a contagem de elétrons secundários (SE – *Secondary Electrons*) e retroespalhados (BSE – *Backscattering Electrons*) emitidos pelo material analisado. A imagem de SE fornece detalhes da superfície ionizada do material em tons de cinza. A imagem de BSE é gerada pela emissão de elétrons retroespalhados e demonstra diferenças composicionais da região ionizada do mineral. Ao MEV pode ser acoplado o sistema de EDS (*Energy Dispersive System*), o qual possibilita a determinação da composição qualitativa e semi-quantitativa das amostras, a partir da emissão de raios X característicos por liberação de energia dos elétrons (DUARTE *et al.*, 2003).

Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esses elétrons. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas, é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais os elementos químicos presentes naquele local e, assim, identificar em instantes a composição química do mineral que está sendo observado (DUARTE *et al.*, 2003).

A partir das observações oriundas das lâminas, alguns minerais de interesse, como argilominerais e opacos, foram selecionados para serem observados com maior detalhe a partir de estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura do Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) do Instituto de Geociências (IG) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

Para estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura, as lâminas devem ser polidas e metalizadas com película de carbono para evidenciar os minerais metálicos ou com ouro para evidenciar carbonatos, dependendo do enfoque. O MEV do LGI é um Jeol 6610-LV com possibilidade de imageamento com elétrons secundários, elétrons retroespalhados e de catodoluminescência.

7.5 Geoquímica de rocha total

Após a descrição dos furos e coleta de amostras para laminação, algumas foram selecionadas para análises geoquímicas. Foram escolhidas rochas com e sem alteração hidrotermal para retratar a variabilidade e também constatar possíveis teores anômalos de elementos metálicos. No total sete amostras foram analisadas, sendo que segundo a classificação macroscópica correspondem a andesito, tufo e brecha hidrotermal.

Para a análise geoquímica de rocha total as amostras foram quebradas com auxílio de marreta e depois fragmentadas em porções menores usando gral e pistilo de porcelana (Figura 9).

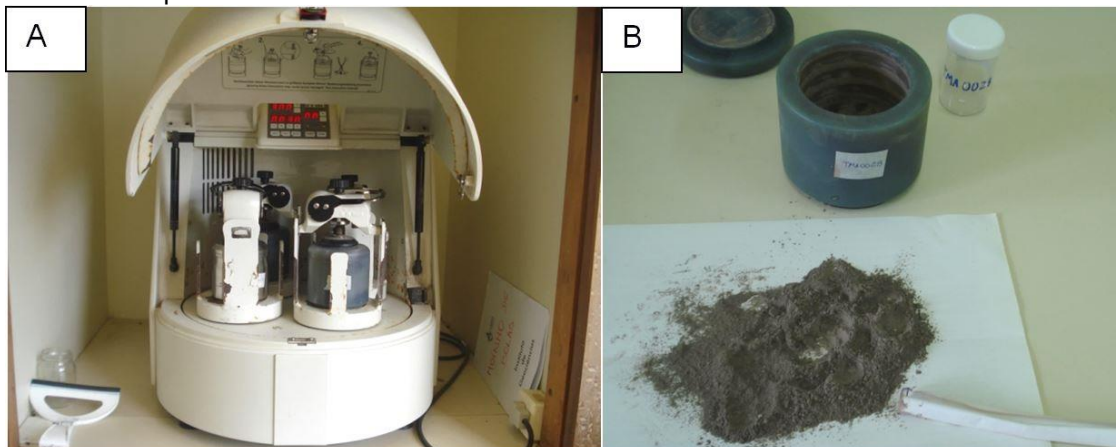
Figura 9 – Gral e pistilo de porcelana, utilizados para a fragmentação das amostras.



Fonte: autora.

Após esse processo foram pulverizadas quatro amostras por vez no pulverizador (Figura 10a) Pulverisette 5 marca Fritsch, no Anexo do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. As amostras foram submetidas a 300 rotações por minuto (rpm) durante 30 minutos, dentro de cadinhos de ágata (Figura 10b) e/ou aço inox com bolas de ágata para moer as rochas reduzindo a granulometria.

Figura 10 – A) Pulverizador utilizado para moer as amostras na fração pó. B) Cadinho utilizado no pulverizador e aspecto final da rocha moída.



Fonte: autora.

Com a fração ideal em pó, menor que 200 mesh, foram pesadas 10g de cada amostra em balança analítica com quatro casas decimais de precisão, armazenadas em saco plástico vedado e enviadas ao Acme Analytical Laboratories Ltda. (ACTILAB), localizado em Vancouver no Canadá, visando a identificação de elementos maiores, elementos traço e Elementos Terras Raras (ETR) através de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES).

Para este método, a amostra em pó é transformada em solução para ser atomizada no espectrômetro em uma mistura de névoa de elétrons. A mistura é então carregada ao plasma de argônio que, por produzir altas temperaturas, excita as camadas externas dos elétrons dos elementos constituintes das amostras. Os elétrons excitados, ao retornarem por relaxamento ao estado natural, emitem fótons com uma energia característica de cada elemento que por sua vez é separada pelo espectrômetro por tubos fotomultiplicadores já calibrados. Este método permite analisar de forma rápida e precisa mais de 50 elementos, de menores a traço (USGS, 2014).

A partir das análises (Apêndice C) foram confeccionados gráficos com auxílio do *software* Petrograph® versão 2 beta desenvolvido por Petrelli *et al.* (2005).

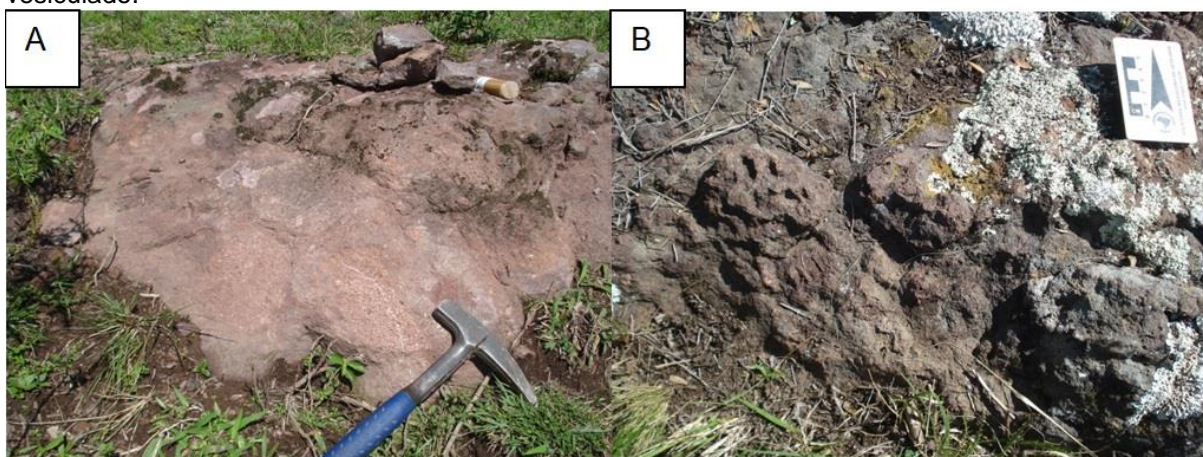
8 RESULTADOS

A seguir são apresentados os resultados obtidos nas etapas de campo e de laboratório.

8.1 Trabalhos de campo

Em campo as rochas afloram como lajeados com 1 a 20 metros de extensão, blocos arredondados (Figura 11), em lajeados de estrada vicinal, morros, e em drenagens, sendo muitas vezes fraturadas e cobertas por vegetação. Por ter os furos de sondagem disponíveis, poucas amostras de campo foram escolhidas para a confecção de lâminas. A partir das descrições macroscópicas, obteve-se a classificação das rochas como andesito, traquiandesito e riolito.

Figura 11 – Afloramentos dispostos como lajeado, em A) riolito de aspecto maciço e em B) andesito vesiculado.



Fonte: autora.

Os andesitos (Figura 12) são porfíricos e melanocráticos, variando de marrom avermelhado a cinza escuro, maciços, porém contêm localmente vesículas e amígdalas preenchidas por carbonatos e sílica. Localmente também foi identificada a presença de *boxwork* com carbonatos de formatos retangulares, menores que 0,5cm. Macroscopicamente é possível ver ripas de plagioclásio, geralmente sem orientação, porém em algumas porções estes mostram-se orientados. Os minerais da matriz, máficos, não puderam ser identificados por serem muito pequenos para visualizar mesmo com auxílio de lupa. Nos afloramentos mais expostos ao clima as rochas estão cobertas por líquens e vegetação, porém em alguns locais foi observada a coloração esverdeada sobre os andesitos indicando provável ocorrência de minerais que contêm cobre. Muitos afloramentos estão fraturados e

por vezes notam-se estrias nas faces planas das rochas, indicando a proximidade com uma zona de falha. As fraturas observadas em campo puderam ser projetadas em maior escala regional, são de direção NE-SW e para esta direção foram identificadas a partir dos planos que continham estrias de falha (Figura 13).

Figura 12 – Andesito em lajeado de orientação de par conjugado 184/58 e 124/68 de fraturas.



Fonte: autora.

Figura 13 – Detalhe de estria de falha de orientação 15/305 em plano 005/21 em andesito moderadamente alterado.



Fonte: autora.

Os prováveis traquiandesitos observados em campo foram encontrados localmente em forma de blocos. São mesocráticos e contêm fenocristais de feldspato alcalino e plagioclásio com certa orientação de fluxo. Em algumas porções foram observadas estrias de falha (Figura 14). Toma-se esta classificação a partir de estudos prévios feitos por CPRM (2006) que classificam, após compilação de vários trabalhos, as rochas da região a leste de Lavras do Sul como traquiandesitos e, também por se diferenciarem dos andesitos maciços identificados em campo.

Figura 14 – Bloco fraturado de provável traquiandesito com estrias de falha.



Fonte: autora.

Os riolitos (Figura 15) foram identificados aflorando como lajeado e, em forma de diques, na porção leste da área, alinhados preferencialmente para noroeste. Possuem coloração rósea com feldspato alcalino, quartzo, minerais ferromagnesianos como biotita e localmente clorita. Em alguns afloramentos, a rocha foi cortada por veios de carbonatos e também se mostrou intensamente fraturada. Nestas rochas foi constatada a presença de alguns minerais de brilho metálico, sendo provavelmente pirita e/ou galena a julgar pela cor amarelada e preta.

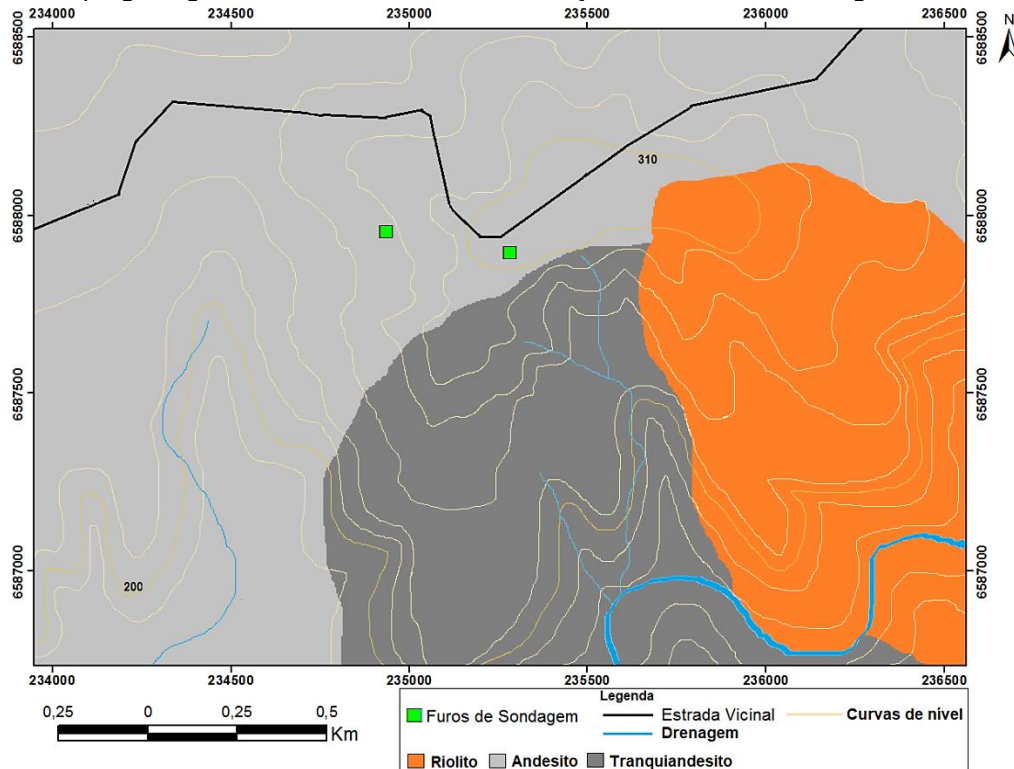
Figura 15 – Afloramento de riolito como lajeado com fratura principal de direção 020/89.



Fonte: autora.

Ao interpretar as imagens de satélite e analisar as amostras coletadas percebeu-se que, em campo, esta rocha se trata de um corpo alongado na direção NW-SE e não apenas diques locais. Após os estudos de campo e mineralógicos elaborou-se um mapa geológico (Figura 16) com auxílio do *software* ArcGIS® 10.3 com escala 1:9.000.

Figura 16 – Mapa geológico da área de estudo e localização dos furos de sondagens.



Fonte: autora.

Portanto, a área de estudo é composta predominantemente de andesitos com diferenciação textural, na porção centro-sul é composta por tranquiandesitos, pela maior presença de feldspatos alcalinos que denotam textura traquítica, e por fim, um corpo riolítico direcionado para noroeste-sudeste na porção leste da área.

Entende-se que estas rochas compreendem a ASLS. Portanto, têm relativamente a mesma idade. Durante as atividades de campo notou-se na porção norte da área, não englobada pelas coordenadas limítrofes, a discordância angular entre os andesitos e as rochas sedimentares da Formação Maricá, identificada por Robertson (1966). Nota-se que os furos de sondagens estudados estão localizados nos andesitos.

8.2 Estudos de furos de sondagens

Foram estudados 2 furos de sondagens disponibilizados pelo Grupo Mining Ventures Brasil, sendo a localização indicada na figura 1. A seguir uma breve descrição macroscópica destes furos é apresentada. A descrição completa encontra-se no Apêndice A.

8.2.1 Furo DDH-02

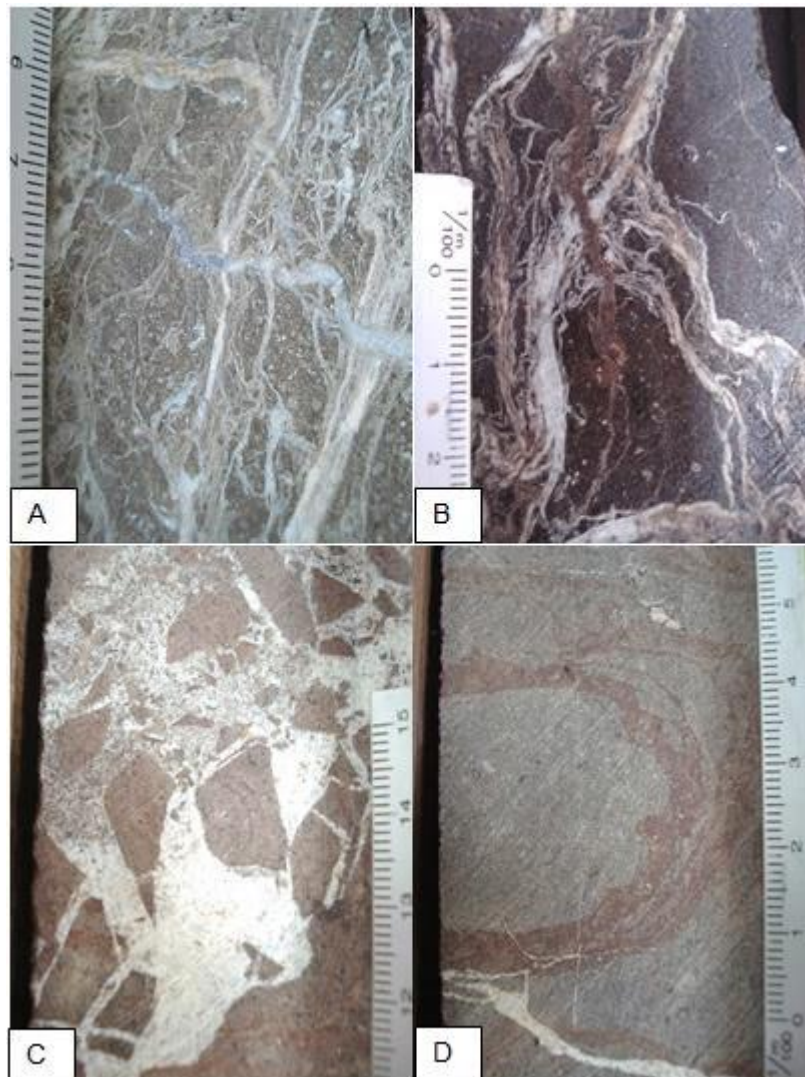
O furo DDH-02 (Figura 17) tem 395,8 m de profundidade e está orientado no azimute 198° com mergulho de -70° . O diâmetro inicial é de 6,3 cm. A partir de 26,60 metros, o diâmetro diminui para 4 cm e permanece até o final.

Os primeiros 6 metros são compostos por solo areno-argiloso mal selecionado de coloração marrom clara com presença de matéria orgânica e raízes. A seguir, passa para saprolito com intercalação de fragmentos de rocha de textura fina de cor marrom e solo areno-argiloso marrom avermelhado no metro seguinte. Em 9 metros, a rocha mostra-se como saprolito de composição similar aos andesitos e aos tufos, ora com fenocristais reliquiares de plagioclásio, ora com argilominerais (sericita, clorita) ou ainda feldspatos alcalinos reliquiares.

A partir de 10 metros tem-se uma rocha vulcânica de textura fina de cor marrom escura com presença de microfenocristais de plagioclásios alterados de coloração alaranjada, cristais de carbonatos disseminados e vênulas (entre 1 mm e 1 cm de largura) de carbonatos que aumentam a ocorrência na profundidade de 44 m. De 44,4m a 53,4 m ocorre brecha muito fraturada com veios de carbonatos de matriz de coloração marrom escura, com clastos angulosos a subarredondados de

tamanho variando de 0,5 cm a 6,5 cm de rocha vulcânica cinza esverdeados e avermelhados de textura fina. Nota-se maior porosidade nestas porções.

Figura 17 – Fotos do furo DDH-02 em A) na profundidade 56m como destaque a presença intensa de veios de carbonatos e de ilmenita em brecha hidrotermal, em B) andesito cortado por diversos veios de quartzo e hematita, em C) na profundidade de 34m aspecto brechado das rochas com hematitização com fraturas preenchidas por carbonatos e em D) halos de alteração com hematita de forma circular em tufo além de filmes de carbonatos.



Fonte: autora.

Sucedendo esta brecha está presente uma zona com muita ocorrência de veios de carbonatos como *stockwork* e halos de alteração argílica de coloração alaranjada. Em 53,4m a sondagem atravessa a zona mineralizada com muitos veios de carbonato e quartzo, onde estão inseridos os minerais metálicos principalmente pirita, de tamanho menor que 1mm. Esta zona tem cor cinza e estende-se até 62,4m e apresenta diversas falhas. A partir daí retorna a rocha vulcânica com textura fina de cor marrom escura com alguns cristais de celadonita e carbonatos disseminados.

Ocorrem anfibólitos e/ou piroxênios e plagioclásios alterados de coloração alaranjada por vezes circundados por halos de alteração hematítica e argílica de cor avermelhada ao aumentar a profundidade até 150m.

De 150 m em diante há intercalações de porções com mais vênulas e menos vênulas por metro de furo, bem como mudanças de coloração saindo do marrom escuro para marrom claro, quase alaranjado, passando para cinza esverdeado e novamente marrom escuro. Esta intercalação de cores representa as alterações férrica e feldspática. Ocorrem cristais de celadonita, amígdalas e veios preenchidos por carbonatos e sílica. A partir de 266 m ocorre uma zona de intenso *stockwork* dando à rocha aspecto brechado. Esta zona se encerra a 284 m onde a sondagem atravessa andesito preto por vezes fraturado, com vênulas e veios preenchidos por carbonatos. Em 295 m a textura da rocha é mais fina como um tufo e a coloração varia para cinza. Possui vênulas de carbonatos em menor quantidade, mas está presente a hematitização. Esta rocha é cortada por um dique provavelmente traquítico de 2 metros em 332 m. Porém, na sequência, retorna a aparecer o tufo com hematitização, poucas vênulas de carbonatos disseminadas e por vezes clorita e epidoto preenchendo fraturas até o final do furo.

Neste furo as alterações predominantes são k-feldspatização, argilização, hematitização e carbonatação. A zona mineralizada é constituída principalmente por paragênese de carbonatos, arsenopirita e pirita, estas últimas disseminadas.

A k-feldspatização é caracterizada pela rocha moderadamente alterada por processos hidrotermais, indicada pela presença de feldspatos alcalinos, de coloração alaranjada a vermelha, disseminados pelas rochas. A assembleia mineral é constituída por feldspatos alcalinos + sericita + epidoto.

A argilização corresponde à rocha fortemente alterada por processos hidrotermais com textura fina, de coloração marrom intensa constituída principalmente por sericita + clorita + celadonita + epidoto.

A hematitização possui cor marrom a vermelha intensa e está presente como borda de cristais de feldspatos alcalino e plagioclásios reliquiares, bem como preenchimento de fraturas. Foi identificada também como halos de alteração em volta de epidoto e feldspatos alcalinos. A assembleia mineral da hematitização é constituída por hematita + carbonatos + feldspato alcalino + clorita + epidoto.

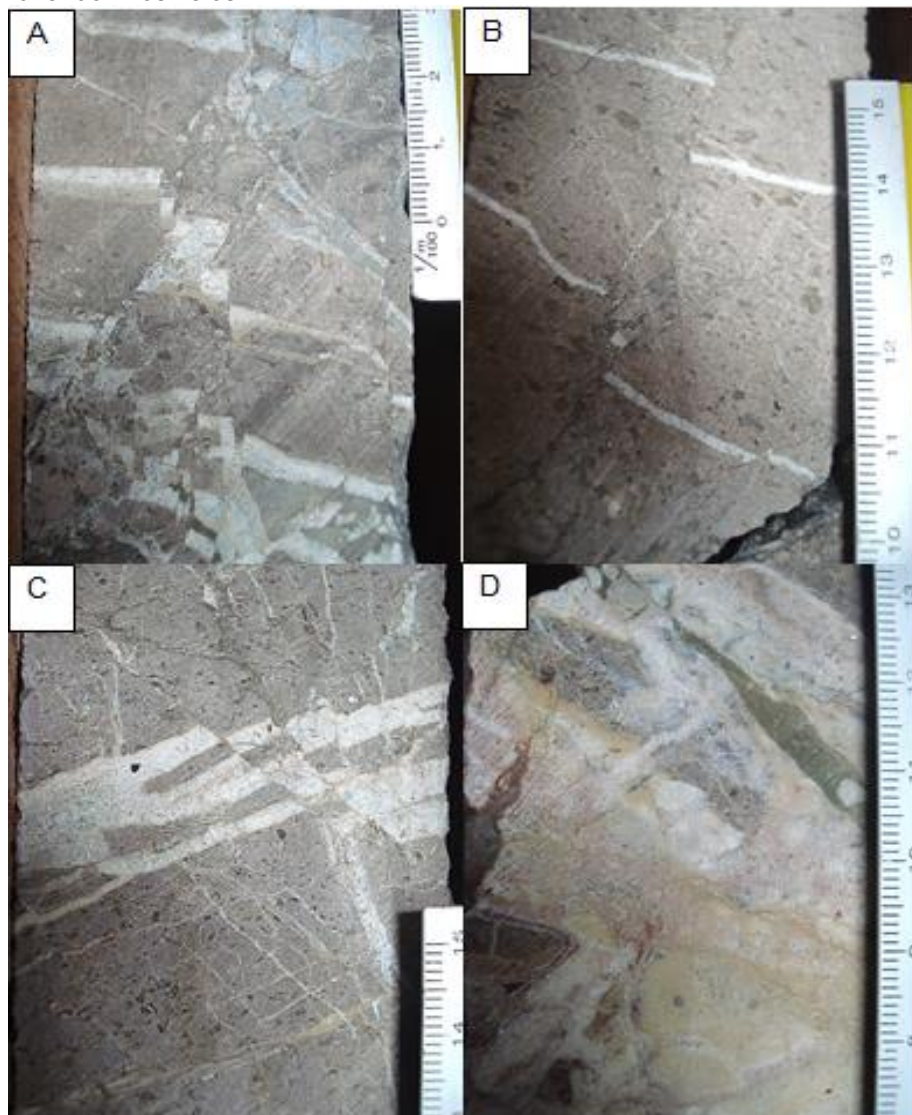
A carbonatação ocorre de forma intensa como veios dispersos e *stockworks* estando presente com uma coloração cinza a amarelada na rocha alterada por

processos hidrotermais. A paragênese mineral identificada é composta por carbonatos + clorita + celadonita + epidoto.

8.2.2 Furo DDH-03

O furo DDH-03 (Figura 18) tem 251,8 m de profundidade e está orientado no azimute 40° com mergulho de -50° . Deste furo, somente as porções com alteração hidrotermal correspondentes às profundidades de 13 m a 52 m foram descritas, por se tratarem das zonas de maior concentração de minerais metálicos observados pela empresa. Nestas profundidades o diâmetro do furo é de 4 cm.

Figura 18 – Aspectos gerais das rochas observadas no furo DDH-03. Em a) Rocha com alteração hidrotermal com falhas normais e inversas. Em B) Brecha hidrotermal com falha inversa destacada pelas vênulas de calcita de coloração branca. Em C) brecha hidrotermal com sequência de falhas normais evidenciadas pelos veios de calcita. Em D) Tufo com veio de carbonatos e quartzo além de galena preenchendo finos veios.



Fonte: autora.

Na profundidade de 13,8 m a rocha é uma brecha hidrotermal muito fraturada e falhada de coloração predominantemente cinza, com vênulas de carbonato e sílica descontínuas, já com presença de pirita disseminada. Seguindo, ocorrem finos veios de quartzo na forma de *stockwork* no tufo lítico com galena e pirita fina disseminada.

Hematita é encontrada nas porções onde a rocha é mais brechada e a partir dos 25,93 m há intensa epidotização. De 44 m a 48 m no tufo lítico ocorre pirita fina disseminada nos poucos veios de quartzo que aparecem. A seguir há um dique de diabásio com magnetita e pirita disseminadas em veios de quartzo.

Neste furo, embora poucos metros foram descritos, observou-se uma paragênese mineral variada e maior quantidade de minerais metálicos importantes como galena, pirita e magnetita. A alteração predominante é composta por cloritização, mas também foram observadas carbonatação e silicificação. Observou-se também grande quantidade de falhas neste furo. A cloritização é marcada pela paragênese de clorita + epidoto + carbonatos + sulfetos. Tem coloração cinza esverdeado e está distribuída em boa parte da brecha hidrotermal. Tanto a carbonatação quanto a silicificação foram observadas principalmente como preenchimento de fraturas, tendo a carbonatação paragênese mineral de carbonatos + clorita + epidoto + sulfetos e a silicificação quartzo + epidoto + carbonato + sulfetos.

8.3 Petrografia microscópica e química mineral em MEV

Foram estudadas as características óticas dos constituintes minerais das rochas, suas relações de contato, texturas e microestruturas a fim de caracterizar através da mineralogia as relações entre rocha vulcânica e alterações hidrotermais.

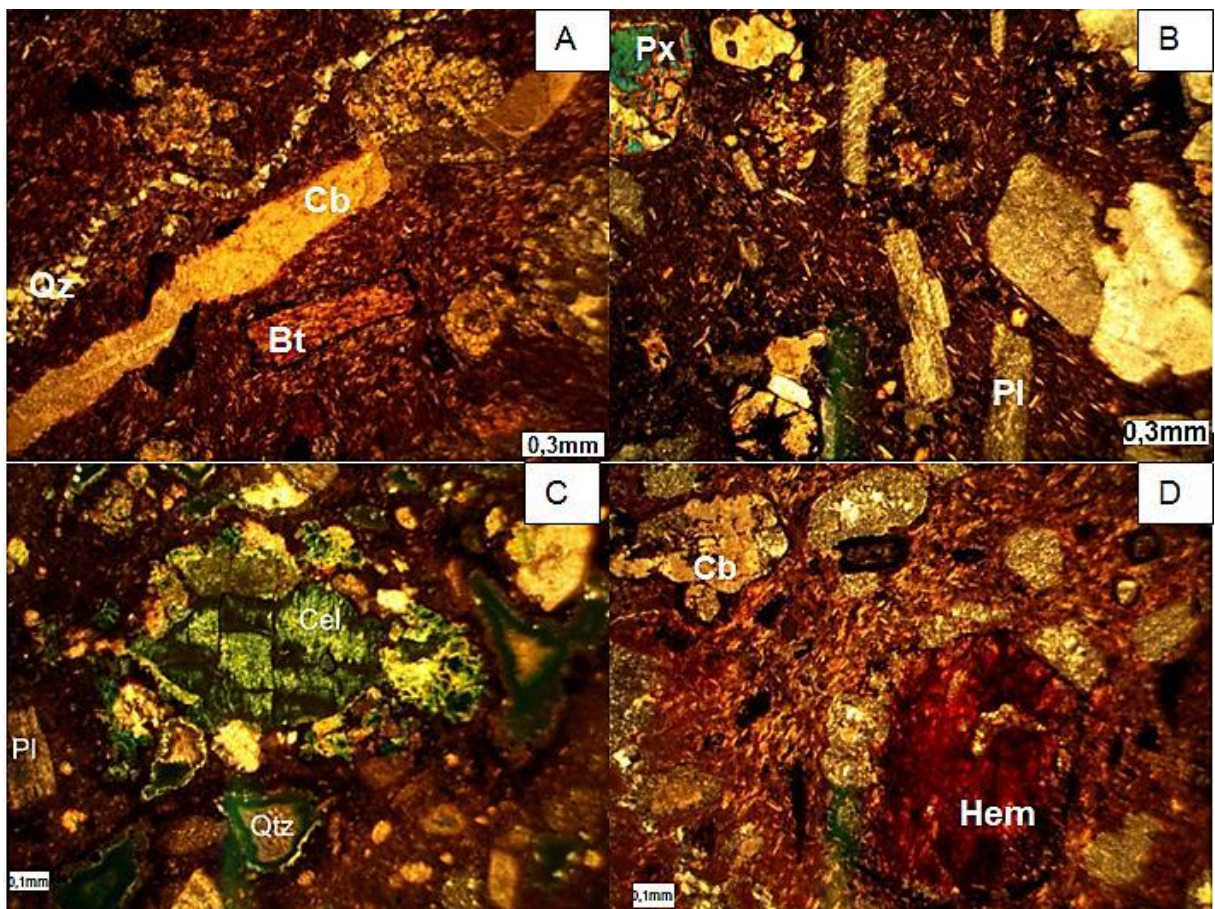
Os estudos no MEV procuraram identificar os minerais metálicos e de alteração, dando-se ênfase às lâminas obtidas dos furos de sondagens por propiciarem maior variedade de rochas devido à profundidade dos furos e apresentarem minerais de alteração hidrotermal.

Destas, 7 lâminas foram escolhidas para análises, obtendo-se imagens BSE e espectros qualitativos de elementos por EDS. Os resultados dos espectros dos minerais identificados estão no Apêndice B. A partir destes espectros os minerais foram identificados a partir da porcentagem de elementos em peso correspondente à fórmula química. Devido à instabilidade dos feixes em uma das datas da aquisição de dados, os conteúdos químicos foram recalculados para 100% retirando-se o

conteúdo de Nitrogênio. As litologias presentes nas 18 lâminas estudadas são andesitos, tufos e brechas hidrotermais, as quais estão descritas a seguir. Além das litologias, as características dos principais minerais estudados no MEV são abordadas.

Os andesitos (Figura 19) foram principalmente observados nas amostras de superfície coletadas em campo e, ao microscópio petrográfico, são porfiríticos com fenocristais de plagioclásio, piroxênios, anfibólios, biotita, titanita, imersos em matriz afanítica e em algumas porções nota-se microfenocristais (<0,1mm) de plagioclásio com textura pilotaxítica.

Figura 19 – Fotomicrografias a nicois cruzados de A) andesito com filmes (<1mm) de quartzo (Qz) e carbonato (Cb), vesícula preenchida por calcedônia e fenocristais de biotita (Bt), sendo um cortado pela vênula de carbonato; B) andesito com fenocristais de piroxênio (Px) no canto superior esquerdo, fenocristais de feldspato alcalino ao centro e microfenocristais de plagioclásio (Pl) dispersos pela matriz composta por argilominerais e hematita (Hem); C) celadonita (Cel) fraturada ao centro, fenocristais de plagioclásio e amígdalas preenchidas por quartzo em matriz afanítica de andesito; D) fenocristal de hematita subédrico ao centro, circundado por óxidos na borda, contém amígdalas preenchidas por calcedônia e estrutura de fluxo dos microfenocristais de plagioclásio reliquiares em andesito.



Fonte: autora.

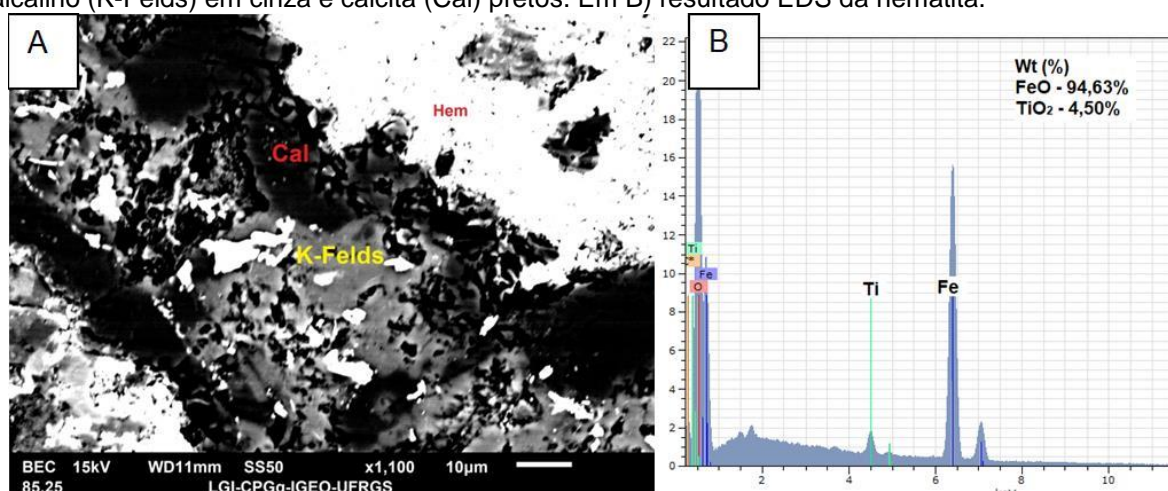
Nos andesitos ocorrem poros que por vezes são preenchidos por argilominerais como celadonita, calcita e clorita, mas também por calcedônia e quartzo. Como plagioclásios tem-se andesina e labradorita, alguns zonados, e foram identificados augita e enstatita como piroxênios, por vezes maclados.

Estas rochas foram observadas principalmente em amostras de superfície. Porém foram encontradas com intensa alteração hidrotermal nos furos de sondagens. Como minerais acessórios foram identificados hematita, ilmenita e apatita.

A hematita apresenta-se, de forma geral, disseminada em grande parte das rochas estudadas na forma de pequenas agulhas. Aparece por vezes como fenocristais com coloração vermelha intensa característica nos andesitos, mas também encontra-se fraturada e incorporada à matriz nos tufos e brechas hidrotermais, associada tanto a carbonatos como quartzo.

A hematita (Figura 20) é raramente encontrada em rochas ígneas, salvo quando o magma é empobrecido em ferro ferroso, como produto de estágios tardios de atividades vulcânicas na forma de finos cristais em materiais juvenis e como intercrescimento representando material exsolvido de outros minerais de minério de ferro (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992). A maior parte da hematita é encontrada de forma secundária, como produto de alteração de minerais com ferro, nos solos.

Figura 20 – A) Imagem BSE da amostra TMA0021 com cristais de hematita (Hem) brancos, feldspato alcalino (K-Felds) em cinza e calcita (Cal) pretos. Em B) resultado EDS da hematita.

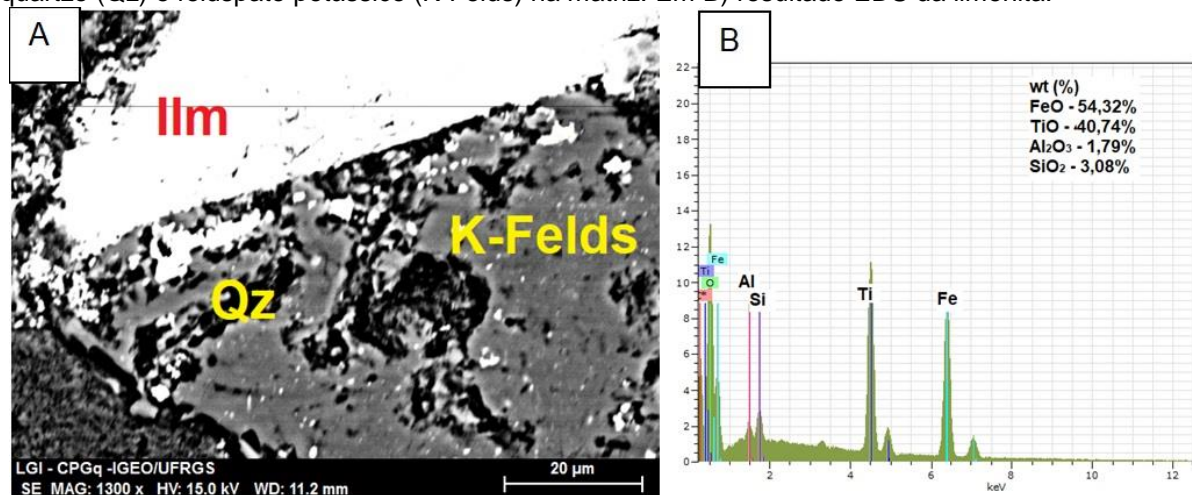


Fonte: autora.

A ilmenita apresenta-se subédrica a euédrica, como cristais em formato romboédrico, prismático e quadrado, disseminada nas rochas principalmente nos

andesitos e tufos, e anédrica nas brechas hidrotermais (Figura 21). Como mineral acessório, a ilmenita é comumente encontrada em muitas rochas ígneas e metamórficas. Pode ser um dos constituintes iniciais a cristalizar, embora os importantes depósitos magmáticos hidrotermais estão em rochas mais ricas em piroxênio do que olivina (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992).

Figura 21 – A) Imagem BSE da amostra TMA0021 com Ilmenita (Ilm) cristalizada em conjunto com quartzo (Qz) e feldspato potássico (K-Felds) na matriz. Em B) resultado EDS da ilmenita.



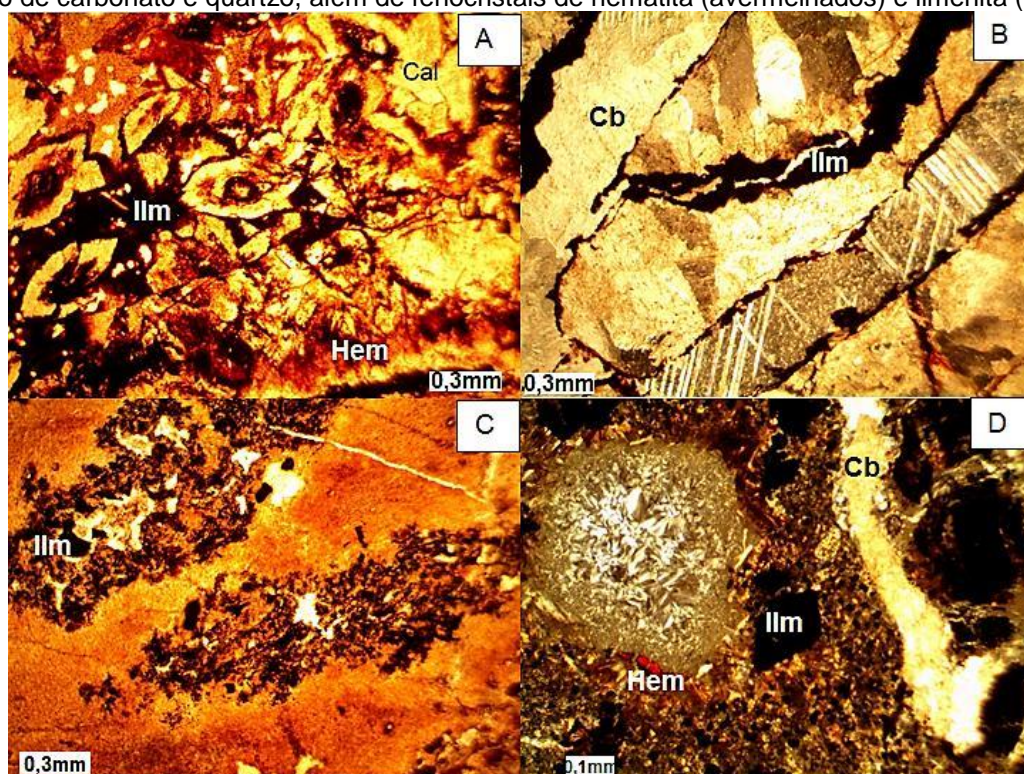
Fonte: autora.

Boa parte dos tufos (Figura 22) observados nas descrições dos furos na verdade tratam-se de rochas como andesitos e traquiandesitos com intensa alteração argílica e hematização.

São constituídos principalmente por cristais reliquias de plagioclásio, hematita, sericita, clorita, ilmenita, quartzo e biotita muito pequenos (menores que 0,05mm) e têm estrutura maciça, compacta. Por vezes estas rochas são cortadas por veios de carbonatos e quartzo. Em algumas porções notam-se óxidos de cor preta na borda das biotitas bem como óxidos de hábito dendrítico disseminados pelas rochas, sendo provavelmente hematita ou pirolusita. Por se tratarem de alterações de rochas vulcânicas, algumas texturas ígneas foram preservadas, como orientação de microfenocristais de plagioclásio denotando textura traquítica. Dentre os filmes (menor que 1mm) de carbonatos que atravessam essas rochas, muitos se sobrepõem aos filmes de quartzo e calcedônia. No entanto, muitos filmes são constituídos de ambos minerais, geralmente com prismas subédricos de quartzo nas bordas e carbonatos no centro.

Há bastante variação das formas de cristalização da calcita nas rochas estudadas. Uma feição interessante é a cristalização deste mineral em formas escalenoédricas praticamente perfeitas em conjunto com ilmenita e hematita. Estas feições são popularmente conhecidas como “dente de cão” e realçam a clivagem do mineral (FRANK, 2016).

Figura 22 – Fotomicrografias de: A) tufo a nicois paralelos, com cristais de calcita (Cal) intercalados com hematita (Hem) e ilmenita (Ilm) em um formato conhecido como escalenoedro; B) a nicois cruzados, veios de carbonatos (Cb) seccionados por filmes de hematita nas fraturas. C) a nicois paralelos tufo com sericita e hematita (porção afanítica) e cristais dendríticos de ilmenita e provável óxido de manganês. D) a nicois cruzados andesito, com vesícula preenchida por calcedônia, cortado por veio de carbonato e quartzo, além de fenocristais de hematita (avermelhados) e ilmenita (pretos).



Fonte: autora.

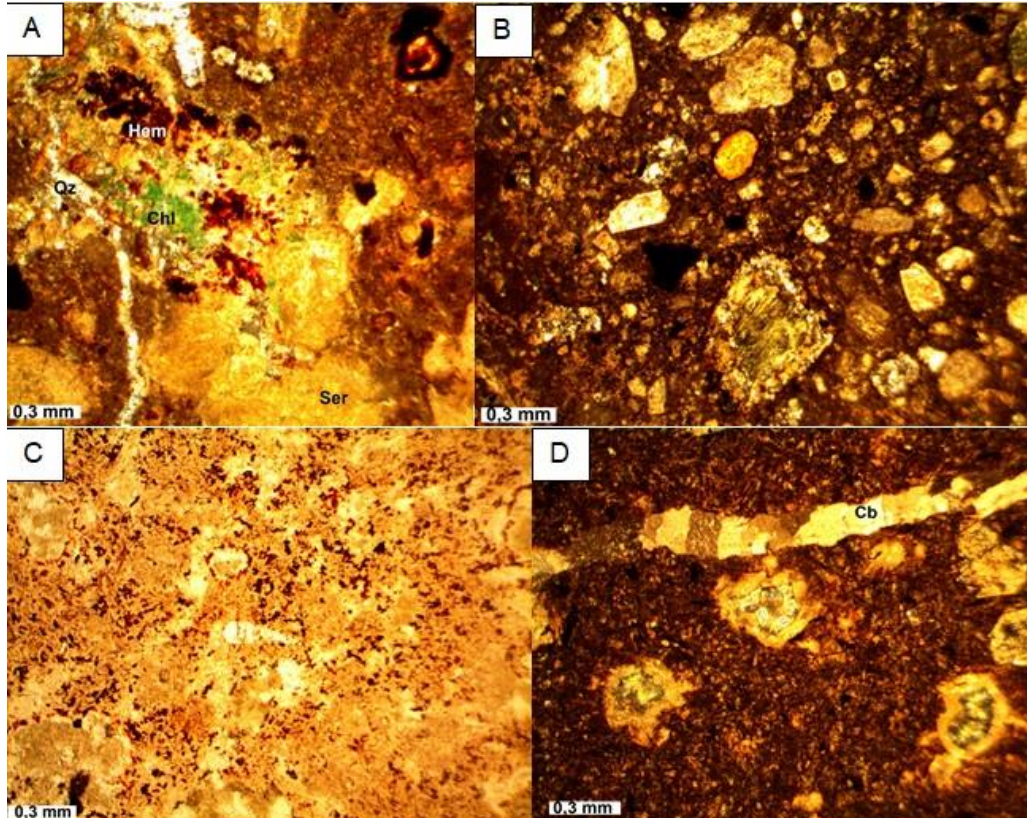
Além dos tufos conterem minerais muito pequenos, na porção final do furo DDH-02 foi observada textura de tufo lítico (Figura 23) com cristais fragmentados de quartzo, clorita e remanescentes de rochas vulcânicas.

O polimorfo do quartzo, calcedônia, foi encontrado preenchendo vesículas em diversas partes das rochas, tanto nos tufos, bem como nas brechas. Suas características diagnósticas são formatos radiais e pleocroísmo.

A clorita (Figura 24) está presente de forma não muito abrangente como cristais ou fenocristais euédricos, e sim como bordas de grãos ou preenchimento de

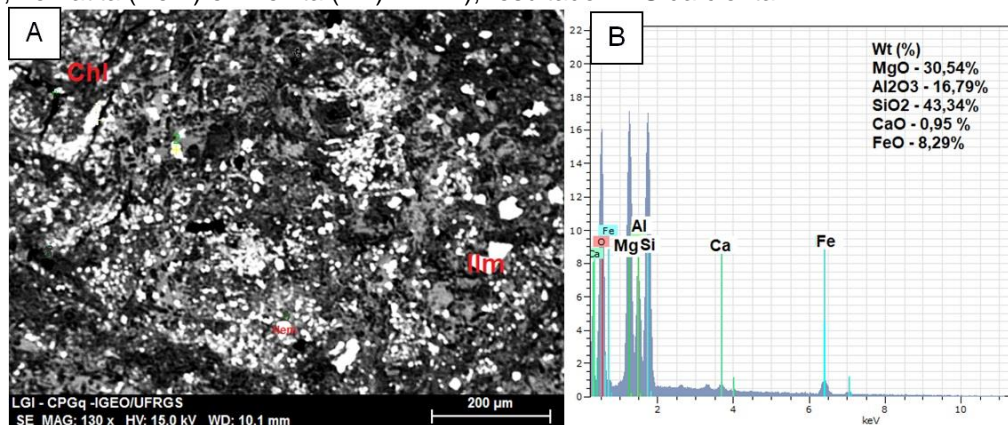
fraturas. Encontra-se disseminada principalmente nos andesitos e tufos. Assim como a sericita, por vezes ocupa formas herdadas de outros minerais.

Figura 23 – Fotomicrografia de A) Tufo a nicois cruzados com matriz composta por hematita (Hem) e sericita (Ser), com veios de quartzo (Qz) e fenocristais de hematita (Hem) e clorita (Chl). Em B) Tufo lítico a nicois cruzados constituído por vários cristais angulosos a subarredondados de sericita, quartzo, ilmenita e plagioclásios, em uma matriz composta por sericita e hematita. Em C) tufo a nicois paralelos com cristais de quartzo e hematita disseminados em matriz composta por carbonatos (Cb) e sericita. Em D) tufo a nicois cruzados com vesículas de calcedônia em matriz composta por agulhas de hematita e sericita além de um veio de carbonato.



Fonte: autora.

Figura 24 – A) Imagem BSE da amostra TMA0028, com cristais disseminados de clorita (Chl) escuros, hematita (Hem) e ilmenita (Ilm). Em B), resultado EDS da clorita.



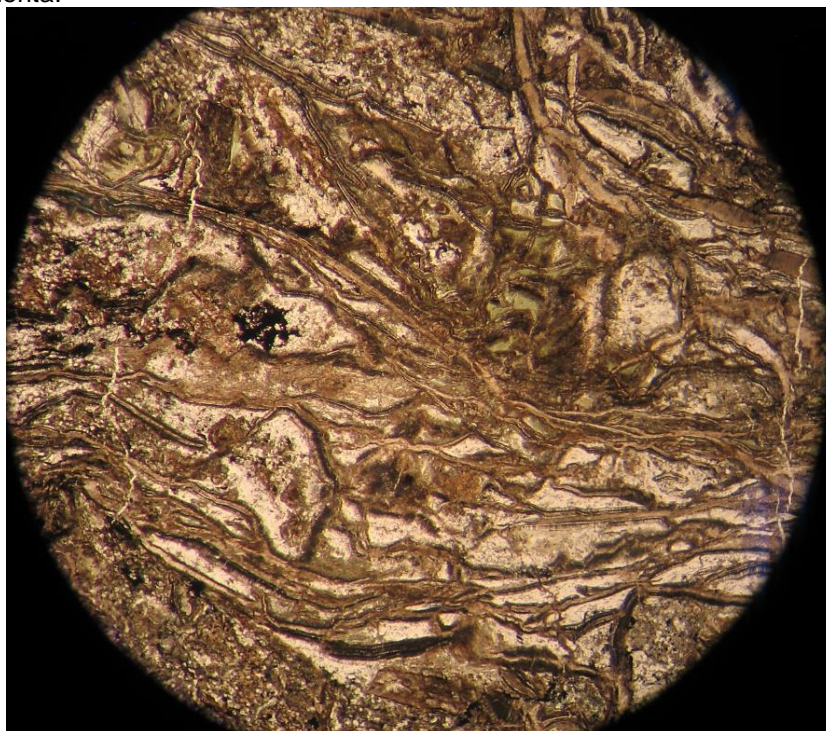
Fonte: autora.

As brechas hidrotermais são constituídas principalmente por carbonatos e quartzo, com presença de minerais opacos disseminados ou em aglomerados, como rutilo, hematita, pirita e galena. Contudo, há também porções compostas por brechas vulcânicas onde a matriz é composta por anfibólio, sericita e outros argilominerais e os clastos são de rochas vulcânicas já com moderada alteração hidrotermal. As brechas hidrotermais são cortadas por diversos veios (Figura 25) e, devido à presença de quartzo e carbonatos, em geral têm uma coloração mais clara do que as demais rochas até então visualizadas.

Nestas rochas foram identificados os minerais metálicos em ordem de abundância, do mais ocorrente ao menos ocorrente: arsenopirita, galena, pirita, esfalerita, calcosina e/ou covelita e chumbo.

Pirita e arsenopirita foram observadas como aglomerados em cristais de formato acicular, radial ou anédricos. Estes minerais estão associados aos veios de carbonatos e quartzo que preenchem fraturas nas rochas, mas principalmente de forma disseminada.

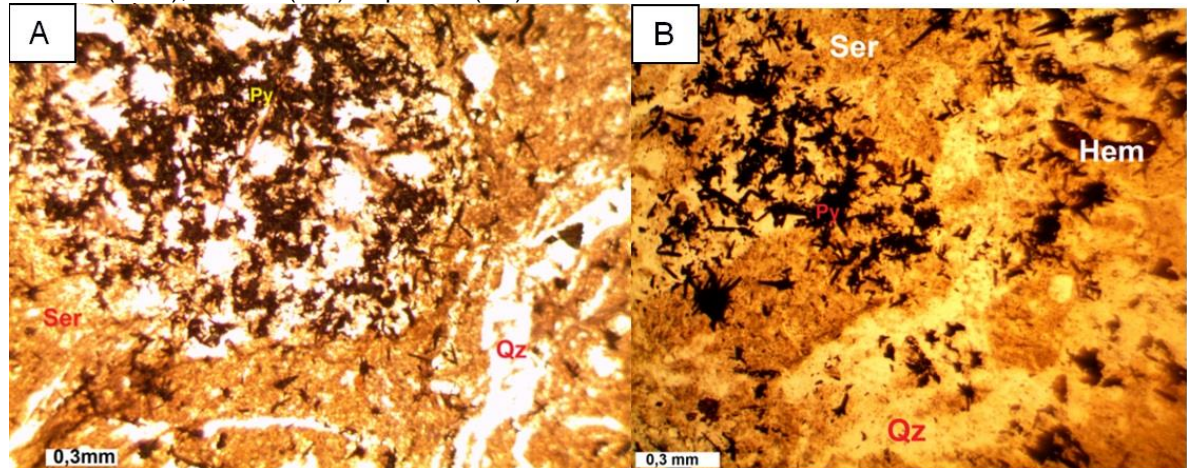
Figura 25 – Fotomicrografia em nicois cruzados da amostra TMA0004 oriunda do furo DDH-02 denotando diversas gerações de fluidos carbonáticos na forma de veios que constituem a brecha hidrotermal identificada nesta porção do furo. Os minerais opacos são galena e pirita, os esverdeados, clorita.



Fonte: autora.

A pirita (Figura 26) é o mineral de sulfetos mais abundante e sua ocorrência está muito difundida nos depósitos tipo cobre pórfiro, ocorrendo como grãos disseminados e em veios e é a fase mineral principal em muitos depósitos de veios hidrotermais (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992).

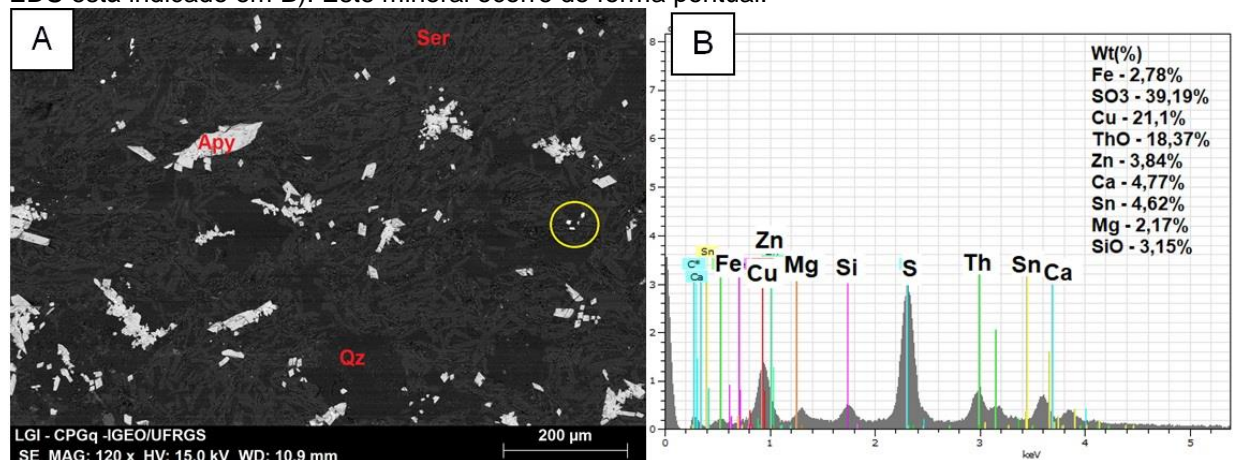
Figura 26 – Fotomicrografia a nicois paralelos de brecha hidrotermal com destaque para os cristais de pirita (Py) aciculares, opacos disseminados na rocha. Os outros minerais que compõem a rocha são hematita (Hem), sericita (Ser) e quartzo (Qz).



Fonte: autora.

A arsenopirita (Figura 27A) pode ser considerada um mineral farejador de minério pois sabe-se que o elemento Arsênio (As) está associado a ocorrências de ouro.

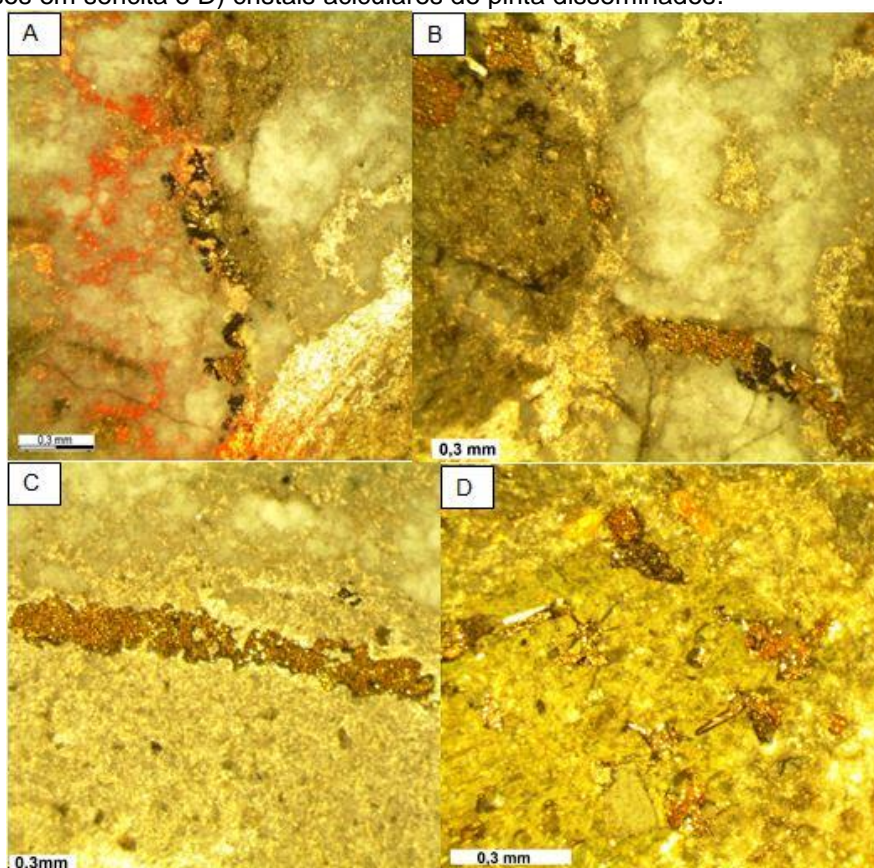
Figura 27 – A) Imagem de BSE da amostra TMA0036 onde foram identificadas arsenopirita (Apy), em cristais disseminados de cor clara e formatos romboédricos, imersas em quartzo (Qz) e sericita (Ser). No círculo está um mineral provavelmente calcosina e/ou covelita que contém ThO cujo resultado EDS está indicado em B). Este mineral ocorre de forma pontual.



Fonte: autora.

Na amostra TMA0036 foi identificado um mineral, sulfeto de cobre, que contém óxido de tório e outros elementos inclusos (Fe, Ca, Zn, Mg e Sn), sugere-se calcosina ou covelita, porém não foram encontradas informações com relação a presença de óxido de tório dentro de sulfeto de cobre. A pirita possui, à luz refletida (Figura 28), coloração amarela característica, o que também pôde ser observado na descrição macroscópica dos furos de sondagens.

Figura 28 – Fotomicrografias à luz refletida de brecha hidrotermal da amostra TMA0036 destacando em: A) os cristais de quartzo leitoso, pirita (amarela) e óxido de ferro (vermelha), em B) pirita e galena (preto) preenchendo fraturas além de quartzo e sericita; em C) cristal anédrico de pirita ao lado de quartzo imersos em sericita e D) cristais aciculares de pirita disseminados.

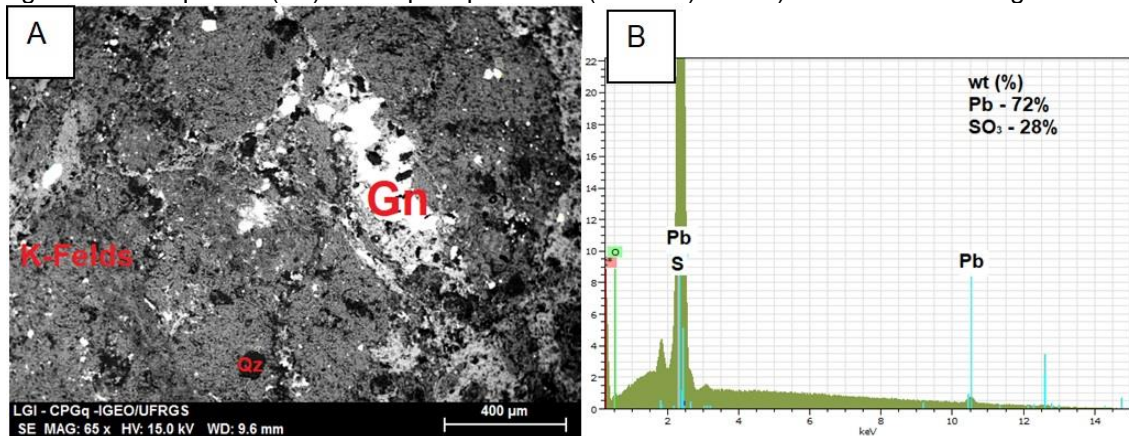


Fonte: autora.

A galena (Figura 29) foi encontrada em paragênese com quartzo de forma anédrica. Ao microscópio de luz refletida foi observada a cor branca e brilho metálico. Na galena podem ocorrer impurezas minerais como acantita, esfalerita, calcopirita e alguns elementos podem ocorrer inclusos em pequenas quantidades. É um dos sulfetos mais abundantes, de ampla distribuição. Pode conter teores variáveis (até 20%) de prata, por isso as galenas argentíferas foram, durante muito tempo, o mais importante minério de prata (FRANK, 2016). As origens de

ocorrências de sulfetos de chumbo e zinco podem ser de temperatura baixa, intermediária ou alta. Em lavas e rochas calco-silicáticas acredita-se que sua origem em veios e substituição seja de alta temperatura (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992).

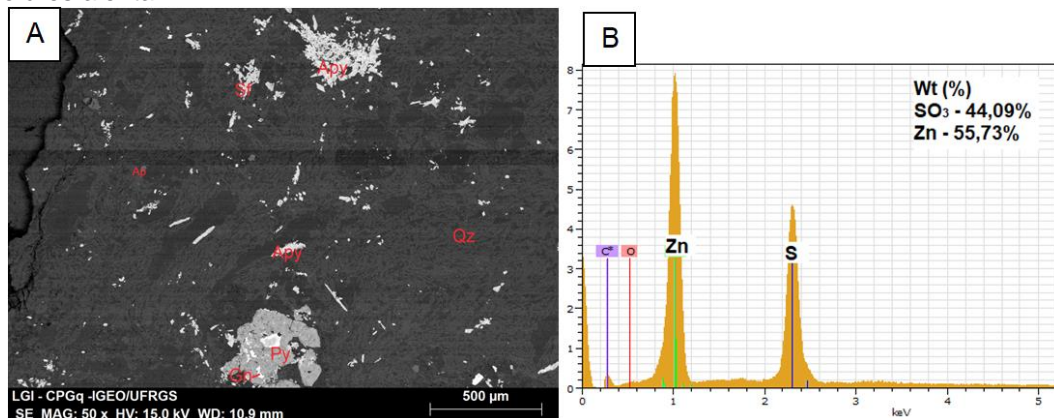
Figura 29 – Imagem BSE da amostra TMA0037, mostrando em A) Galena (Gn) de cor clara em paragênese com quartzo (Qz) e feldspato potássico (K-Felds). Em B) resultado EDS da galena.



Fonte: autora.

A esfalerita foi identificada de forma anédrica apenas pela análise EDS do MEV (Figura 30B). É o principal mineral de minério de zinco e ocorre, geralmente associada a galena em muitos tipos de depósitos minerais, mas é mais comum nos hidrotermais. Assim, ocorre em depósitos que têm chumbo, zinco, cobre e prata em fraturas abertas, ou por substituição (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992).

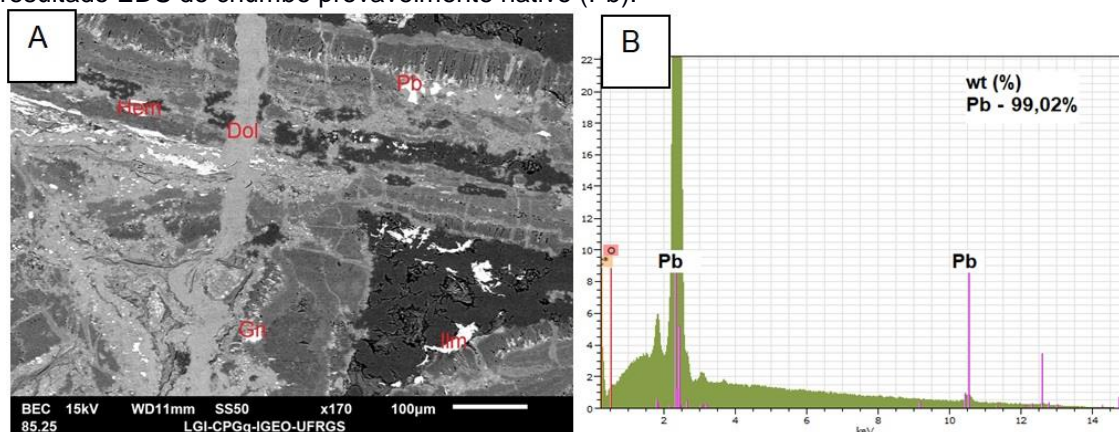
Figura 30 – A) Imagem de BSE da amostra TMA0036 mostrando aglomerados de arsenopirita (Apy), pirita (Py), esfalerita (Sf) e galena (Gn) de cores brancas, sendo a esfalerita de forma pontual; e quartzo (Qz), e apatita (Ap) em tons de cinza, ao redor destes metálicos. Em B) resultado EDS relativo à esfalerita.



Fonte: autora.

Com relação aos carbonatos foram identificados, com auxílio de classificação qualitativa do MEV, em ordem de abundância: calcita, ankerita, dolomita e rodocrosita aparecendo principalmente como preenchimento de fraturas na forma de veios (Figura 31). Muitos destes veios contêm mais de um mineral carbonático, geralmente calcita e ankerita.

Figura 31 - A) Imagem de BSE obtida com MEV mostrando a interação dos filmes de dolomita (Dol) na amostra TMA0004, além da presença de galena (Gn), chumbo nativo (Pb), ilmenita (Ilm) e hematita (Hem). As porções em cinza escuro correspondem a quartzo e as porções fibrosas no veio principal horizontal são constituídas por calcita de formato alongado fibroso na borda dos veios. Em B) resultado EDS do chumbo provavelmente nativo (Pb).

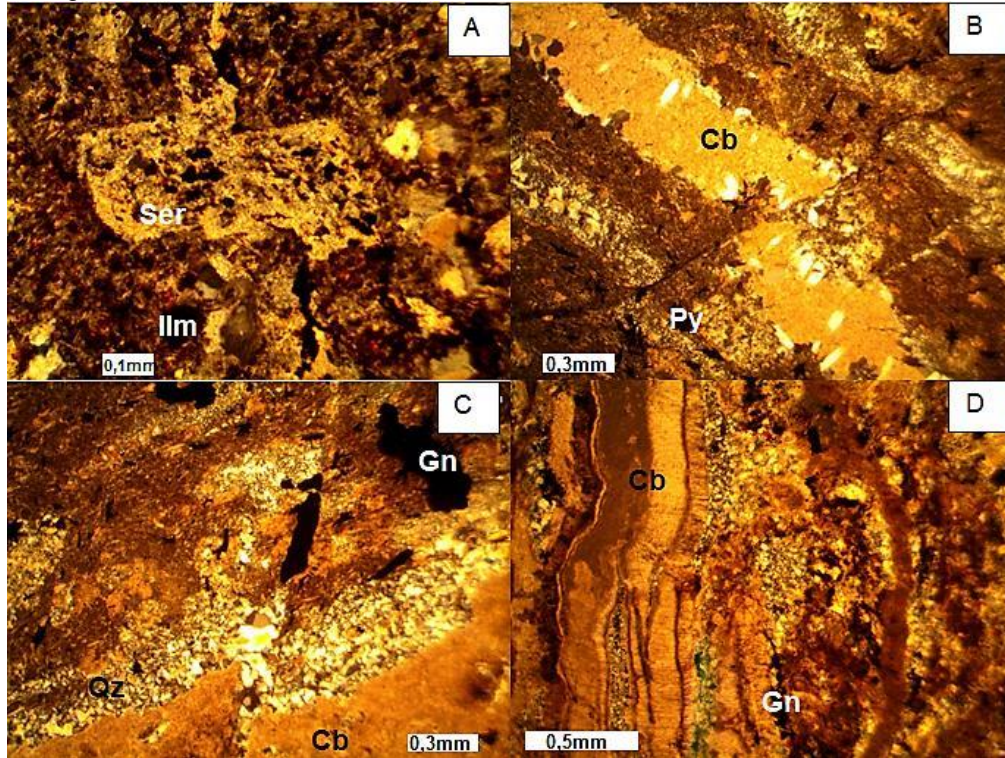


Fonte: autora.

Os veios de carbonatos e quartzo cortam muitos minerais como anfibólios e biotitas. Dentre esses veios, pode-se sugerir a presença de mais de uma geração de evento hidrotermal que originou fluidos ricos em carbonatos e sílica, que aproveitaram fraturas nas rochas e percolaram pelos minerais já cristalizados criando movimentação, identificada pelas microfalhas.

Na descrição macroscópica dos furos observou-se a ocorrência de diversas falhas. Ao microscópio petrográfico também foram identificadas microfalhas (Figura 32), que por vezes atingem veios, mas também seccionam cristais.

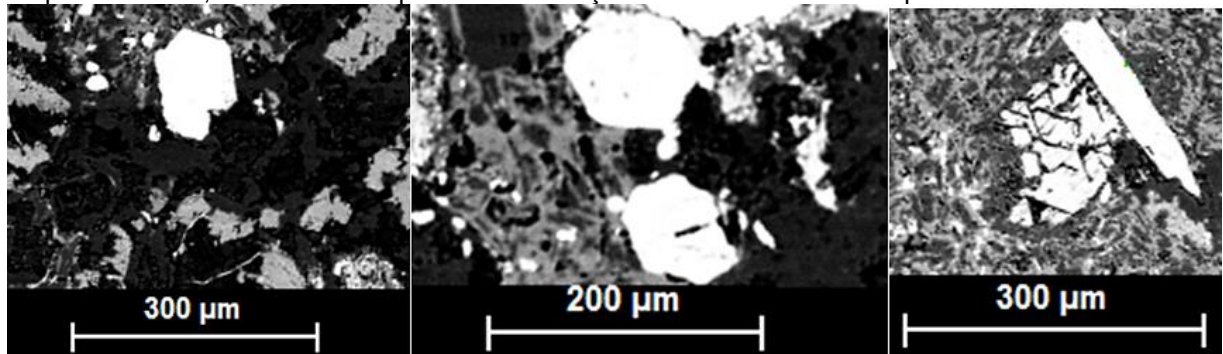
Figura 32– Fotomicrografias: A) a nicois cruzados de fenocristal de sericita falhado pela percolação de carbonatos e hematita, em matriz com ilmenita e microfenocristais de sericita. B) a nicois cruzados de brecha hidrotermal com falha normal observada pela posição dos veios de carbonatos. Há nesta rocha pirita fina e acicular disseminada além de filmes de quartzo e calcedônia. C) a nicois cruzados de brecha hidrotermal com falha com o deslocamento de filmes de quartzo em uma matriz composta majoritariamente por carbonatos, além de argilominerais e opacos como rutilo (acicular), ilmenita (alongados), galena (anédricos). D) brecha com veios de carbonatos fibrosos e quartzo, com cristais anédricos de galena disseminados.



Fonte: autora.

As apatitas (Figura 33), minerais acessórios, mostram-se como seções basais euédricas como hexágonos, prismas alongados e também anédricas e são compostas essencialmente por cálcio (CaO) e fósforo (P_2O_5).

Figura 33 – Imagens BSE de apatitas nas amostras, TMA0003, TMA0004 e TMA0021 respectivamente, sendo as duas primeiras em seções basais e a última em prisma.

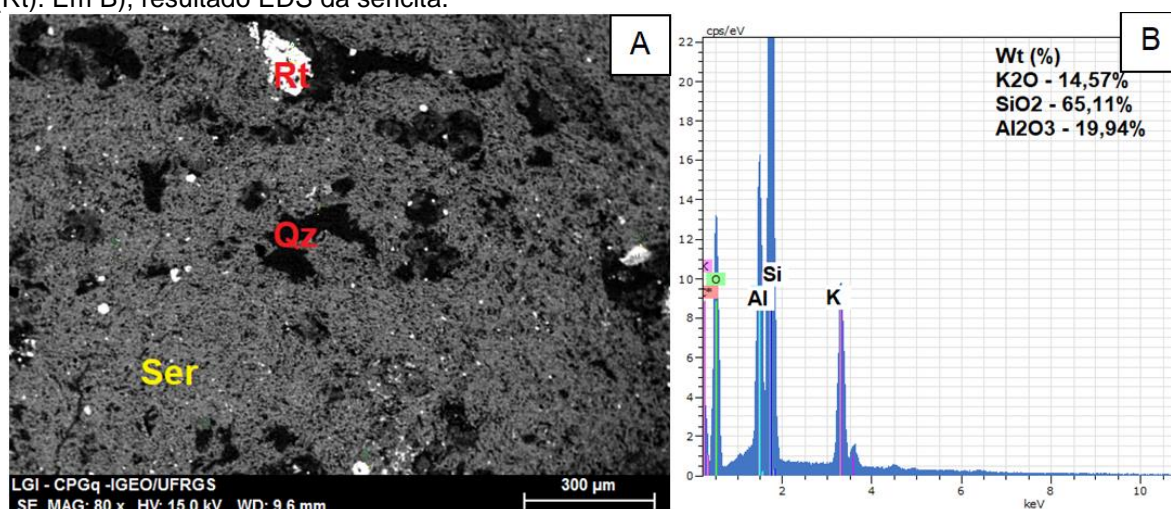


Fonte: autora.

O rutilo encontra-se majoritariamente na forma acicular disseminado pelas brechas hidrotermais, mas também ocorre de forma anédrica (Figura 34 A). O rutilo é a forma mais comum de óxido de titânio na natureza e é amplamente distribuído como grãos diminutos em muitas rochas ígneas e também incluso, como finas agulhas, em minerais principalmente no quartzo (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992).

Os minerais de alteração sugeridos que constituem os tufos e brechas são caulinita e sericita. Isto pode ser notado pela preservação da forma de ripas, comuns em plagioclásios, incorporada pela sericita (Figura 34B).

Figura 34 – A) Imagem BSE da amostra TMA0037 composta por sericita (Ser), quartzo (Qz) e rutilo (Rt). Em B), resultado EDS da sericita.



Fonte: autora.

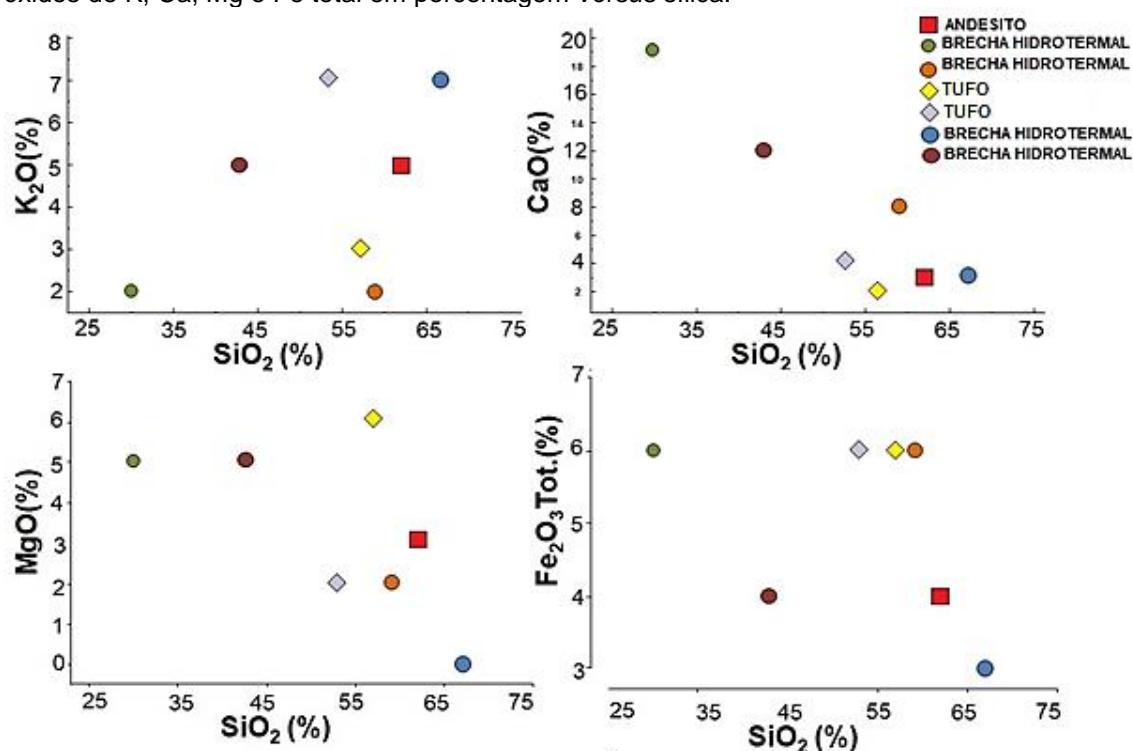
8.5 Análises de geoquímica de rocha total

Para as análises de geoquímica de rocha total tem-se como amostras selecionadas aquelas oriundas dos testemunhos de sondagens, constituindo 1 andesito moderadamente alterado, 2 tufos e 4 brechas hidrotermais a fim de retratar a variabilidade contida na região, sendo no total 7 amostras.

O comportamento dos elementos maiores (elementos presentes em uma rocha em quantidades geralmente superiores a 1% e expressos em % de peso do óxido associado ao elemento) e menores (elementos presentes em uma rocha em quantidades geralmente entre 0,1% a 1%) nas rochas ígneas é apresentado frequentemente através da utilização de diagramas Harker, nos quais se projetam os diferentes óxidos contra um índice de diferenciação, geralmente sílica (SiO₂).

Os gráficos Harker (Figuras 35 e 36) obtidos através do *software* Petrograph demonstram que, nas brechas hidrotermais, os teores de sílica variaram bastante (30% a 67%) por conterem diversos veios de quartzo e carbonatos disseminados nas rochas. Contudo, o andesito e tufo compreendem a faixa das rochas intermediárias com teores de sílica entre 53% e 62%. Dos resultados obtidos na geoquímica de rocha total, nota-se que as rochas contêm, no geral, maior quantidade de óxidos de alumínio em comparação com os outros óxidos, sendo as menores concentrações de óxido de fósforo e sódio. Este último com exceção de um tufo e do andesito.

Figura 35 – Diagramas Harker das amostras analisadas por geoquímica de rocha total, considerando os óxidos de K, Ca, Mg e Fe total em porcentagem *versus* sílica.



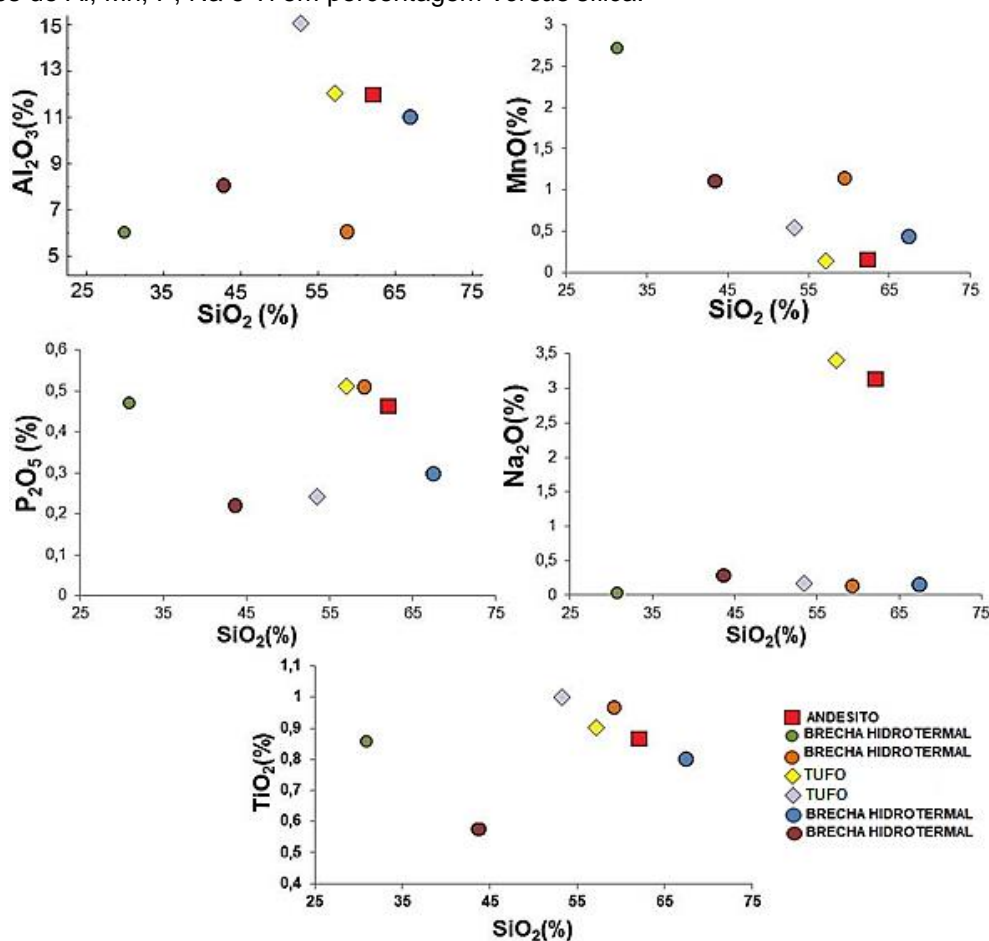
Fonte: autora.

Observa-se ainda que, com relação ao MnO e CaO, ao aumentar o conteúdo de sílica, diminui-se MnO e CaO, constituindo uma correlação quase linear, negativa. O empobrecimento em MnO possivelmente relacionado a cristalização fracionada das fases máficas e o empobrecimento em CaO possivelmente relacionado a cristalização fracionada dos plagioclásios cálcicos.

As amostras TMA0003 (andesito) e TMA0010 (tufo) mostraram-se com altos teores em Ba e Sr, com mais de 1000 ppm para Ba e mais de 600 ppm para Sr.

Com exceção das brechas hidrotermais do furo DDH-02, as amostras contêm elevado (>5%) teor de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$). Observa-se ainda que todas as rochas contêm maior quantidade de K_2O em relação aos conteúdos de Na_2O . Todas as amostras têm baixos teores (< 1,3%) de TiO_2 . Observa-se certa inclinação positiva com relação a K_2O vs SiO_2 . Estes resultados vão de encontro às características observadas por Nardi & Lima (1985) para as rochas shoshoníticas de Lavras do Sul.

Figura 36 – Diagramas Harker das amostras analisadas por geoquímica de rocha total, considerando os óxidos de Al, Mn, P, Na e Ti em porcentagem *versus* sílica.



Fonte: autora.

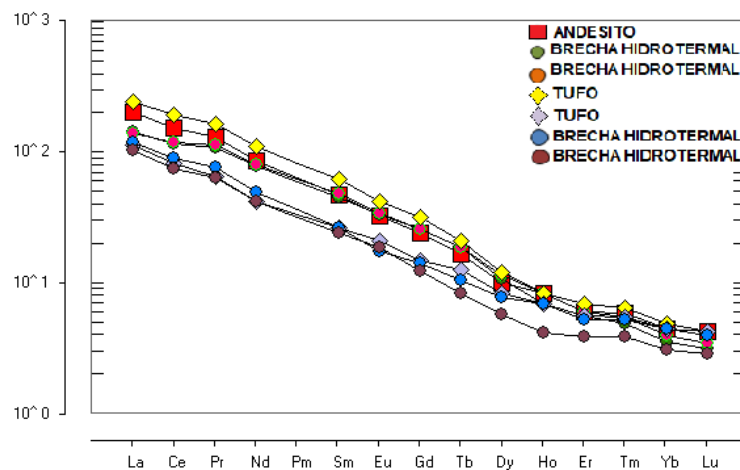
Os altos valores (> 15%) de perda ao fogo para duas brechas hidrotermais, uma do furo DDH-02 e outra do furo DDH-03, podem indicar a intensidade do hidrotermalismo que, com a presença dos carbonatos, podem ser bom indicadores geoquímicos de mineralizações. Além disso elementos móveis podem ter se mobilizado. Porém, estando ciente desta mobilização, observaram-se padrões correspondentes aos da literatura o que permitiu a utilização destes valores.

Das amostras analisadas, os maiores conteúdos de prata foram observados em brechas hidrotermais correspondentes ao furo DDH-03, nas amostras TMA0036 e TMA0037, as quais contêm respectivamente 16,4 e 15,7 ppm. Nestas mesmas amostras foi observada anomalia positiva de arsênio, sendo para a primeira mais de 2000 ppm e na segunda 152 ppm. Estas amostras ainda obtiveram resultado positivo para molibdênio, diferentemente das demais amostras. Com relação ao conteúdo de cobre, estas mesmas amostras apresentaram-se com a maior concentração em comparação com as demais, tendo 10 e 30 ppm cada uma.

A quantidade de chumbo observada variou de 35 a 3460 ppm, sendo os maiores teores observados nas brechas hidrotermais do furo DDH-03. Contudo, nota-se que nas brechas hidrotermais do furo DDH-02, TMA0004 e TMA0005, com 582 e 735 ppm respectivamente, os conteúdos de Pb também se destacam das rochas vulcânicas. Em relação ao zinco, as amostras têm teores que variam de 80 a 320 ppm. Novamente as brechas hidrotermais de ambos os furos detêm os maiores valores. Nesta análise geoquímica não foram determinadas concentrações de ouro. Porém segundo informações da empresa tem-se em média 5 ppb para o furo DDH-02 e 70 ppb no furo DDH-03, sendo os maiores valores sempre associados aos maiores teores de prata e nas brechas hidrotermais com presença de sulfetos.

No diagrama multielementar (Figura 37), com relação aos ETR normalizados a partir de condritos de Nakamura (1974), observou-se maior conteúdo de ETR leves (43,78 ppm em média) em comparação com ETR pesados (1,63 ppm em média).

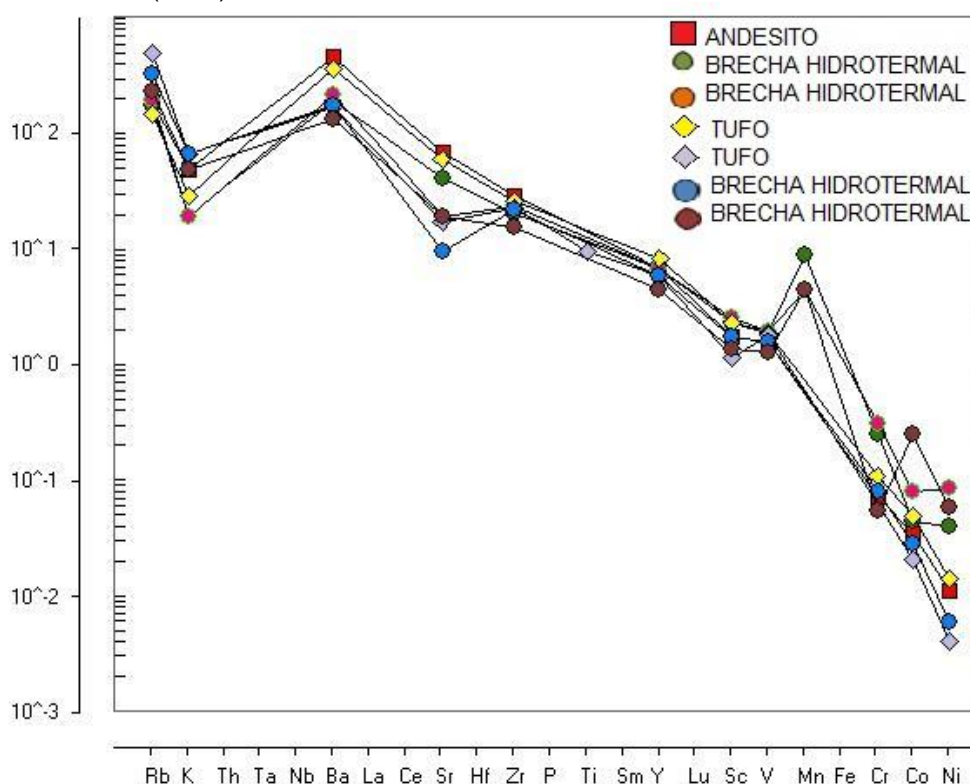
Figura 37 – Gráfico gerado pelo software Petrograph de ETR normalizados segundo condritos de Nakamura (1974).



Fonte: autora.

Neste sentido, observa-se que este conteúdo em ETR leves vai de encontro ao observado por Nardi & Lima (1985) ao caracterizar que as rochas shoshoníticas são enriquecidas em ETR leves. Além disso, as amostras são enriquecidas em outros elementos incompatíveis, como observado no gráfico (Figura 38) de elementos traço normalizado para condritos segundo Wood *et al.* (1979).

Figura 38 - Gráfico gerado pelo *software* Petrograph de elementos traço normalizado para condritos conforme Wood *et al.* (1979).



Fonte: autora.

Observa-se neste gráfico que as rochas contêm, em geral, altos teores de Rb, Ba, e maior conteúdo de ETR leves do que ETR pesadas. Ocorre um ponto de inflexão no conteúdo de K, porém a seguir aumentam os conteúdos de Th, Ta, Nb até o Ba. Em seguida tem-se outra inflexão na curva causada pela diferença dos valores de Ce e Sr. Ao fim, observa-se diminuição da quantidade de elementos calcófilos, Mn, Fe, Cr, Co e Ni que têm afinidade com sulfetos. Neste gráfico observa-se ainda que os elementos litófilos como Sr, Ba e Rb, de baixo potencial iônico, apresentam maiores quantidades do que os elementos litófilos de alto potencial iônico Zr, P, Ti, Y. Esta característica é importante em rochas de afinidade shoshonítica.

9 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As rochas descritas como tufos presentes nos furos de sondagens, mesmo contendo uma mineralogia semelhante a andesitos, possuem textura muito fina (< 2 mm) e algumas sofreram alteração hidrotermal. Por isso, estão classificadas como rochas piroclásticas.

Uma característica comum observada em abundância foi a presença de ferro nos tufos como parte da alteração caracterizada como hematitização.

A calcita geralmente se forma nos últimos estágios de deposição hidrotermal, ocorrendo como veios e preenchendo cavidades, podendo estar associada com fluorita, barita, dolomita, quartzo e sulfetos (DEER, HOWIE & ZUSSMAN, 1992).

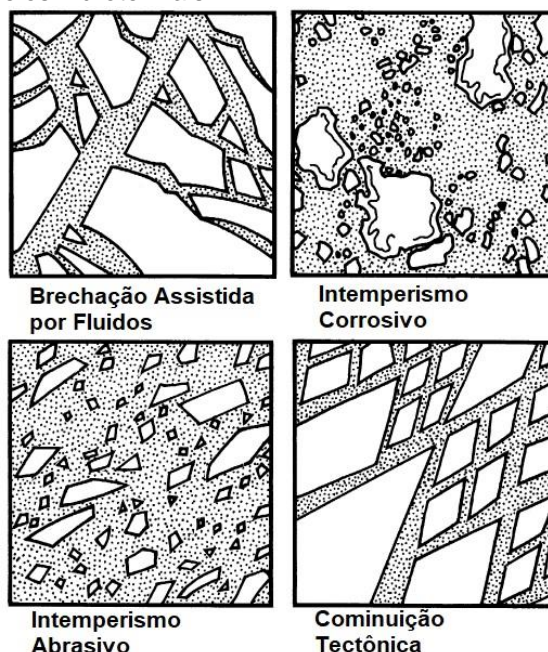
Como apontado por Deer, Howie & Zussman (1992), a dolomita é comumente associada a depósitos sedimentares. Porém, é muito importante em depósitos hidrotermais metassomáticos. Esta, quando bem cristalizada, também pode ocorrer associada a minérios de chumbo, zinco e cobre ou, com fluorita, barita, calcita, ankerita e quartzo. Estes minerais carbonáticos acima mencionados são constituintes principais dos veios que atravessam as rochas da área de estudo.

As estrias de falha, bem como as principais fraturas observadas em campo, demonstram a proximidade do Rincão da Cruzinha com uma zona de falha. E, tem-se a leste da área de estudo uma falha regional de direção NE-SW, mesma direção dos planos de falhas medidos em campo.

As brechas foram definidas como rochas que contêm veios e fraturas de forma intensa (*stockwork*), compostos principalmente por calcita, ankerita, quartzo e calcedônia, sendo a matriz sustentada por silicificação e sericita ou; argilização e carbonatos; ou silicificação e clorita; ou hematitização. Esta variação na matriz é causada pelas diferentes alterações hidrotermais e, portanto, contém diferentes composições mineralógicas.

A partir das descrições dos testemunhos de sondagem, dois importantes padrões de brechas foram identificados que, de acordo com Jébrak (1997) podem ser classificadas como: brechação assistida por fluidos e, intemperismo corrosivo (brechação química) (Figura 39).

Figura 39 - Ilustrações esquemáticas das geometrias resultantes dos mecanismos de brechação identificados em depósitos de veios hidrotermais.



Fonte: extraído de Jebrák (1997).

Além destas, devido a presença de falhas, cominuição tectônica e intemperismo abrasivo são outros mecanismos de brechação que podem ter atuado. A brechação assistida por fluidos pode ainda ser dividida em hidrofraturamento e fraturamento crítico. O hidrofraturamento é relacionado a um aumento de pressão do fluido dentro do veio, o que causa diminuição da pressão efetiva que leva à propagação de fraturas (JÉBRAK 1997). O fraturamento crítico é relacionado à destruição do equilíbrio entre a pressão do fluido e a tensão regional dentro do veio. Uma rápida abertura de espaço causada por deslizamento ou intersecção entre veios faz com que diminua a pressão do fluido. Com isso, qualquer aumento na porosidade do sistema provoca descompressão e tritura o veio (Hobbs, 1985).

O intemperismo corrosivo pode ocorrer em diferentes momentos durante os eventos de preenchimento de veios hidrotermais. Várias reações químicas podem ocorrer causando suavização de fragmentos de rochas ou ainda evidenciando as composições contrastantes dos fragmentos rochosos. Este processo é uma das explicações para auréolas de alteração ao redor de rochas (JÉBRAK, 1997).

A cominuição tectônica é geralmente relacionada a zonas de falhas e indica propagação desta. Os fragmentos podem ser reorientados conforme o sentido do movimento. Geralmente a duração da atividade tectônica tem maior duração do que

a circulação hidrotermal. Então, os minerais podem ser utilizados como guias para reconstruir a história da brechação (JÉBRAK, 1997).

No intemperismo abrasivo, pela dureza, geralmente o quartzo atua como agente abrasivo. Este processo pode desenvolver-se de um fluxo cataclástico, com combinação de microfraturamento com rotação e deslizamento dos fragmentos (JÉBRAK, 1997).

Devido à presença de argilominerais ricos em K e Al como sericita e caulinita, nas porções mais superiores dos testemunhos, o intemperismo corrosivo é aqui entendido como sendo o principal agente que facilitou a percolação dos fluidos ao longo das rochas. A assembleia mineral predominante nestas profundidades é composta por sericita, quartzo, hematita, clorita, feldspato alcalino e pirita. Como apontado por Jébrak (1997), o intemperismo corrosivo pode ocorrer em diferentes tempos durante os eventos de preenchimento e pode formar várias morfologias de fragmentação diferentes.

Nas porções com maior conteúdo de chumbo e prata observados pela geoquímica, a brechação assistida por fluidos é tida como a principal, sendo a assembleia mineral constituída por calcita, quartzo, calcedônia, pirita e galena. O processo de brechação observado nestas porções é hidrofraturamento (JÉBRAK, 1997), que é relacionado a variações temporais na pressão de fluidos.

Nas rochas estudadas no Rincão da Cruzinha foram observados teores anômalos de As, Mo e Ag inclusos em quartzo e pirita, bem como ocorre em um depósito epitermal de alta sulfetação no Equador onde as rochas hospedeiras são sucessões vulcânicas de tufos e andesitos. Contudo, naquele país, no depósito conhecido como Fruta del Norte (Roa *et al.*, 2014), estas rochas estão inseridas em um contexto de bacia *pull-apart* de forma semelhante às rochas de Lavras do Sul, que no contexto da Bacia do Camaquã se considera *strike-slip*.

Como apontado por Gill (2015), os ETR são considerados os últimos elementos traços solúveis e são relativamente imóveis durante alteração hidrotermal. Em líquidos basálticos e andesíticos, os ETRs são todos incompatíveis em olivinas e piroxênios e são ligeiramente fracionados.

Uma característica importante de rochas shoshoníticas é abundância em Sr, Ba e Rb e ETR leves em relação a ETR pesados. As rochas desta série ocorrem predominantemente em ambientes pós colisionais e de arco magmático continental

maduro (GILL, 2015). Esta abundância também foi observada nas rochas estudadas.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir dos resultados expostos e compilados, entende-se que no Rincão da Cruzinha ocorre predominantemente andesito maciço, tufo, brecha hidrotermal e, em menor parcela, traquiandesito e riolito.

Os planos de falha observados em campo denotam direção NE-SW que condiz com uma falha regional nesta mesma direção localizada a leste da área de estudo. Além destes indicadores macroscópicos, microfalhas identificadas nos furos contribuem para a constatação desta proximidade. Esta movimentação fez com que as brechas hidrotermais tivessem seus principais processos formadores classificados como brechação assistida por fluidos e intemperismo corrosivo.

As assembleias minerais presentes nas rochas alteradas do Rincão da Cruzinha são semelhantes às assembleias minerais que ocorrem em depósitos do tipo epitermal de alta sulfetação. Os tipos de alteração hidrotermal identificados foram hematitização, cloritização, carbonatação, silicificação, k-feldspatização e argilização. Destes tipos, pôde-se classificar que o processo predominante é de alteração propilítica, que é composta por clorita, carbonatos, sericita, pirita e feldspato potássico.

As assinaturas geoquímicas observadas nas rochas do Rincão da Cruzinha confirmam os padrões observados em rochas shoshoníticas já estudadas, principalmente com relação ao comportamento dos ETR.

Como sugestão para trabalhos futuros, podem ser realizadas análises estruturais detalhadas para inferir a direção predominante dos veios e das falhas e entender o controle estrutural da ocorrência mineral.

REFERÊNCIAS

ALMEIDA, D. P. M. *et al.* **Late to Post-Orogenic Brasiliano Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil.** Em: *Petrology – New Perspectives and Applications*. pp. 73-130. 2012.

ALMEIDA, R. P. *et al.* **Recurring extensional and strike-slip tectonics after the Neoproterozoic collisional events in the southern Mantiqueira province.** *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Vol. 84, n. 2, p. 347-376, 2012.

ARAÚJO, C.A.S. **Alteração hidrotermal e paragênese mineral da mina Cerro Rico-Lavras do Sul,RS-novos dados e interpretações.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2016.

BIONDI, J.C. **Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros.** São Paulo. 528p. Oficina de Textos, 2003.

CARVALHO, P. F. **Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul.** Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 66, Ministério da Agricultura, 73p, 1932.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, **Metais Preciosos.** Redes Institucionais, Canal Escola. 2009. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/publique/Redes-Institucionais/Rede-de-Bibliotecas---Rede-Ametista/Canal-Escola/Metais-Preciosos-1041.html>>. Acesso em: abril de 2017.

CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL, **Mapa Geológico do Rio Grande do Sul.** 2006. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/media/geologia_basica/cartografia_regional/mapa_rio_grande_sul.pdf>. Acesso em março de 2017.

DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals.** 606 p. Person Prentice Hall, 2nd Edition. Cambridge, 1992.

DEDAVID, B. A., GOMES, C. I., MACHADO, G. **Microscopia Eletrônica de Varredura. Aplicações e preparação de amostras.** PUCRS. EdiPUCRS, Porto Alegre. 2007.

DUARTE, L.C, *et al.* **Aplicações de Microscopia de Varredura e Sistema de Energia Dispersiva no estudo de gemas: exemplos brasileiros.** Pesquisas em Geociências, 30(2): 3-15, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 2003.

FERREIRA, G. H. C. **Alteração Hidrotermal e mineralização na mina caneleira, Lavras do Sul, RS.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2016.

FRANK, H. **Guias de minerais transparentes e minérios.** Museu de Mineralogia "Luiz Englert". Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2016. Disponível em: <<http://www.ufrgs.br/museumin/YouTube.pdf>> Acesso em setembro de 2017.

FRANK, H. **Heinrich Frank.** Canal no Youtube sobre características dos minerais formadores de rochas ao microscópio petrográfico. 2014. Disponível em: <<https://www.youtube.com/channel/UCVeEaFSYjWfoY35idMIqNCA>> Acesso em agosto de 2017.

GASTAL, M. C. *et al.* **Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: geologia, geofísica e geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$).** Em: Revista Brasileira de Geologia 36 (01): 99-113, outubro de 2006.

GILL, R. **Rochas e Processos Ígneos: Um Guia Prático.** 427p. Ed. Bookman. Porto Alegre, 2014.

GILL, R. **Chemical Fundamentals of Geology and Environmental Geoscience.** 288p. Ed. Wiley Blackwell. 2015.

GROVE, T. L. e KINZLER, R. J. **Petrogenesis of Andesites.** Massachusetts Institute of Technology, Cambridge. 1986.

HOBBS, B. E. **Principles involved in mobilization and remobilization.** Ore Geol. Rev. 2, p. 37-45. 1985.

JÉBRAK, M. **Hydrothermal breccias in vein-type-ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution.** Ore Geology Reviews 12; p. 111-134. Elsevier, 1997.

KONSTANTINOV, M. M. *et al.* **Types of Epithermal Silver Deposits, Northeastern Russia.** Economic Geology. Vol.88 p.1797-1809. 1993.

LIMA E. F., SOMMER, C. A. e NARDI, L. V. S. **O vulcanismo Neoproterozoico-Ordoviciano no Escudo-sul-riograndense: os ciclos vulcânicos da bacia do Camaquã.** Em: 50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições p.(143-159) Ed. Comunicação e Identidade. Porto Alegre. 2007.

LIMA, E. F. **Petroquímica e prospecção litogeoquímica da área da Merita, região de Volta Grande, Lavras do Sul, RS.** Dissertação de Mestrado. 187p. Programa de Pós Graduação em Geociências. UFRGS. Porto Alegre, 1985.

LIMA, E. F. e NARDI, L. V. S. **Química mineral das rochas vulcânicas e lamprófiros espessartíticos da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul.** Revista Brasileira de Geociências 28(2): 113-124, junho de 1998.

LINDGREN, W. **Mineral Deposits.** 930p. McGraw-Hill. 1933.

LIZ, J. D. *et al.* **Aspectos Petrográficos e composicionais do sistema multi-intrusivo da Associação Shoshonítica Lavras do Sul (RS) e seu potencial para mineralizações de ouro e sulfetos.** Em: Revista Brasileira de Geociências 34(4): 539-552, dezembro de 2004.

LIZ, J. D. *et al.* **Petrologia e sucessão estratigráfica das rochas monzoníticas da associação shoshonítica de Lavras do Sul (RS).** Em: Revista Brasileira de Geociências 39(2): 244-255, junho. 2009.

LOPES, R. W. **Alteração hidrotermal e mineralização de Cobre na mina do Seival, Bacia do Camaquã, RS.** Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharel em Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2011.

LOPES, R. W. *et al.* **Caracterização petrográfica e geoquímica da sequência magmática da Mina do Seival, Formação Hilário (Bacia do Camaquã - Neoproterozoico), Rio Grande do Sul, Brasil.** Em: Pesquisas em Geociências, 41(1): 51-64, jan./abr. 2014.

MACHADO, F. NARDY, A. J. R. **Mineralogia Óptica.** Oficina de Textos, São Paulo. 2016.

MARTINS, L. **Geologia e identificação da paragênese mineral na Mina Dourada e correlação com minas da borda leste do Complexo Intrusivo Lavras do Sul – RS.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia). Universidade Federal do Pampa, Caçapava do Sul, 2015.

MEXIAS, A. S. *et al.* **Alterações Hidrotermais e mineralizações nas Rochas da Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar da Região de Lavras do Sul-RS.** Em: 50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições p.(143-159) Ed. Comunicação e Identidade. Porto Alegre. 2007.

MISAS, C. M. E. **Evolução Magmática, Alteração Hidrotermal e Gênese da Mineralização de Ouro e Cobre do Palito, Província Aurífera de Tapajós (PA).** Tese de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 235 p. 2010.

NAKAMURA, N. **Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites.** *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775. 1974.

NARDI, L.V.S. & LIMA, E. F. **A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS.** *Revista Brasileira de Geociências*. v. 15(2):139-146. 1985.

NARDI, L.V.S. & LIMA, E. F. **Hidrotermalismo no Complexo Granítico Lavras e vulcânicas associadas, RS.** *Revista Brasileira de Geociências*. v. 18(3):369-375. 1988.

PETRELLI, M. *et al.* **Petrograph a new software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology.** *Geochem. Geophys. Geosyst.*, Vol. 6. Department of Earth Sciences. University of Perugia 26, julho de 2005.

PHILIPP, R. P.; MACHADO, R.; JUNIOR, F. C. **A geração dos granitoides neoproterozoicos do Batólito Pelotas: Evidências dos Isótopos de Sr e Nd e implicações para o crescimento continental da porção sul do Brasil.** Em: 50 ANOS de Geologia: Instituto de Geociências. Contribuições p.(59-78) Ed. Comunicação e Identidade. Porto Alegre. 2007.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal Mineral Deposits, Principles and Fundamental Concepts for the Exploration Geologist.** 709p. Springer-Verlag, Nova Iorque, 1992.

RAITH, M. M.; RAASE, P.; REINHARDT, J. **Guide to Thin Section Microscopy.** 2011.

RIBEIRO, M. *et al.* **Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS.** Em: Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, 127: 1-232. 1966.

RIBEIRO, M & FANTINEL, L.M. **Associação petrotectônica do Escudo Sul-riograndense. I Tabulação e Distribuição das Associações Petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul.** Em: Iheringia, Ser. Geol., (5):19-54. 1978.

ROA, K. J. *et al.* **The geochemical footprint of a giant: The Fruta del Norte Epithermal Au/Ag deposit, Cordillera del Cóndor, Ecuador.** Disponível em: <https://www.segweb.org/SEG/_Events/Conference_Archives/2014/Conference_Proceedings/data/papers/abstracts/0393-000054.pdf> Acesso em: setembro de 2017.

ROBB, L. J. **Introduction to ore-forming processes.** Blackwell Publishing. 386 p. 2005.

ROBERTSON, J.F. **Revision of the stratigraphy and nomenclature of rock units in the Caçapava-Lavras region, state of Rio Grande do Sul, Brazil.** 1966.

SCHWARTZ, G. M. **Hydrothermal Alteration.** Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists. Vol 54. N°2. P. 161-183. 1959.

TEIXEIRA, W. *et al.* **Decifrando a Terra.** 2 Ed. Companhia Editora Nacional. São Paulo. 623 p. 2009.

TUENA, A.G., STRAUB, S. & ZELLMER, G. F. **An introduction to orogenic andesites and crustal growth.** 2017.

USGS – UNITED STATES GEOLOGICAL SURVEY. **ICP-AES Technique Description.** Understanding our planet through chemistry. Mar/2014. Disponível em: <<https://minerals.cr.usgs.gov/gips/na/5process.html>>. Acesso em: agosto de 2017.

WOOD *et al.* **Geochemistry of basalts drilled in the north Atlantic by IPOD Leg 49: implications for mantle heterogeneity.** Earth Planet Science. Lett. 42. 77-97. 1979

APÊNDICE A – Descrição de furos de sondagens

Furo	De (m)	Até (m)	Diferença (m)	Litologia	Alteração	Mineralização	Estrutura	Descrição	Nº Lâmina
DDH-02	0	1.65	1.65	Solo				Solo areno argiloso cor marrom clara com presença de matéria orgânica (raízes)	
DDH-02	1.65	4	2.35	Saprólito				Rocha alterada, saprólito, intercalação de fragmentos de rocha de cor marrom e solo marrom avermelhado. Rocha de textura fina e coloração escura.	
DDH-02	4	6	2	Saprólito				Rocha intemperizada, aparentemente tufo intermediário	
DDH-02	6	10.73	4.73	TUF	Argil+Cbt+K-Felds		Cbt+K-Felds Vênulas	Tufo cristalino com cristais argilizados (celadonita) e vesículas, agregados de carbonato disseminado na rocha e também carbonato em vênulas, com associação k-feldspática ao longo dessas vênulas e disseminada. Rocha vulcânica de textura fina de coloração escura (marrom) com cristais disseminados / aglomerados / vênulas (0,1cm a 1cm) de carbonato, e feldspato (cor alaranjada, subédrico, alongados a retangulares) e minerais pretos (anfíbólio) pouco fraturada.	
DDH-02	10.73	22	11.27	TUF	K-Felds+Cbt+Argil		Cbt+K-Felds Vênulas	O mesmo tufo com mais intensa k-feldspatização, disseminado ao longo (da rocha) com vênulas de carbonato. Mais vênulas de carbonato neste intervalo, e localmente vênula brechada. Rocha vulcânica de textura fina (tufo) de coloração avermelhada a marrom, igual à porção de cima. Os carbonatos estão dispostos em maior proporção como vênulas em tem ao redor, halo de alteração de cor marrom claro. Há cristais pretos com seção basal de forma hexagonal (piroxênio/anfíbólio) e esverdeados (clorita)	TMA0002
DDH-02	22	29.66	7.66	TUF	Argil+Cbt+K-Felds		Cbt+K-Felds Vênulas	Tufo cristalino com cristais argilizados (celadonita) e vesículas, agregados de carbonato disseminado na rocha e também vênulas de carbonato, com k-feldspatização associada ao longo e disseminada na rocha. Rocha vulcânica textura fina passando de cor marrom a avermelhada com fenocristais de feldspato cor alaranjada, anfíbólio (preto) e clorita (verde)	
DDH-02	29.66	44.5	14.84	TUF	K-Felds+Cbt+Argil		Cbt+K-Felds Vênulas	Tufo cristalino com mais intensa k-feldspatização, disseminada e ao longo da de vênulas de carbonato. Mais vênulas de carbonato neste intervalo e localmente vênula brechada. Mesma rocha, a quantidade de veios e filmes aumenta de forma que se interceptam (stockwork?), há carbonato na matriz e também estão presentes cristais de carbonato disseminados.	TMA0003
DDH-02	44.5	51.02	6.52	TUF	Argil+Cbt			Tufo lítico, com matriz argilizada e carbonato disseminado. Raras vênulas de carbonato.	
DDH-02	51.02	53.35	2.33	TUF	Argil+Hem+Ep+Cbt		Cbt + Hem Vênulas	tufo cristalino, com muitas vênulas de carbonato e hematita. Intensa argilização e epidotização na matriz do tufo, e agregados de carbonato disseminados. Retorna a maior intensidade de veios como stockwork (uns cortam os outros) mas não há clastos, apenas textura fina de cor cinza nas bordas de alguns veios ocorrem minerais vermelhos (óxido de ferro / manganês) e verde, celadonita. Contém na matriz alguns minerais pretos pequenos (<0,1cm) de formato anguloso	
DDH-02	53.35	63.42	10.07	HDT	Ep+Argil+Cbt+Hem	fraca Py	Cbt + Hem Vênulas	Porção hidrotermalizada, extremamente alterada, com intensa alteração disseminada de epidoto e argilas, com vênulas de carbonato-hematita-especularita. Localmente, nessas três vênulas ocorre pirita de granulação fina (0,1%). Zona mineralizada. Com muitos veios disseminados na rocha de textura fina e coloração cinza esverdeado a marrom. A rocha se parte segundo a orientação (fratura) dos filossilicatos verdes com brilho (celadonita). Em volta dos veios de carbonato há algumas porções com sílica e minerais de cor vinho, marrom escuro. De forma retangular ocorrem minerais verde claros brilho opaco - argiloso (clorita?). Alteração hidrotermal: possui minerais pequenos (<0,1cm) com brilho metálico nos veios. Há veios de feldspato de cor laranja claro com algumas porções arredondadas de cor verde (celadonita). Há bordas de alteração de cor preta provavelmente Manganês devido ao alto teor observado nas análises químicas.	TMA0004 / TMA0005
DDH-02	63.42	82.8	19.38	TUF	Argil+Ep+Qz		Brecha incipiente	Tufo lítico/cristalino incipientemente brechado, com matriz brechada argílica-epidoto, e fracamente silicificado. Rocha vulcânica de textura fina de coloração variando de cinza esverdeado a marrom (na mais profunda). Cristais verdes (celadonita?). Veios de mineral de cor marrom avermelhada e este mesmo mineral como halo de alteração em veios de carbonato. Nas porções externas, coloração laranja por provavelmente oxidação / percolação de água pelas fraturas. Na porção basal retornam clastos de cor verde, vermelho, marrom, arredondados menores, a angulosos maiores, alguns com fenocristais de cor clara. Ocorrem disseminados cristais pequenos (<0,1cm a 0,7cm) de carbonato e mineral verde (celadonita). também possui pequenos minerais máficos (cor preta - anfíbólio?)	
DDH-02	82.8	111	28.2	TUF	K-Felds+Cbt+Argil+Hem		Cbt + K-Felds Vênulas	Tufo cristalino com hematitização e k-feldspatização disseminada, vênulas de carbonato com k-feldspatização ao longo das vênulas, localmente brechada. Cristais argilizados (celadonita) e vesículas e agregados de carbonato disseminados na rocha. Inicia rocha de cor marrom de textura fina (porosa?) com clastos e algumas vênulas de carbonato. Há pequenos cristais de carbonato de forma disseminada, de formato acicular. Ocorre celadonita (verde arredondado). Há porções externas alteradas por oxidação de cor laranja e preto. Halos de alteração de cor avermelhada são anteriores ao carbonato, pois o carbonato ocorre por cima. Mesma rocha marrom de textura fina com filmes (<0,1cm) e vênulas de carbonato, com halo de alteração de cor vermelho alaranjado em volta de vênulas. Menor quantidade de minerais pretos ao aumentar a profundidade. Clastos angulosos pequenos (1cm a 3cm) de feldspato alaranjado. Há alteração do feldspato para mineral de cor clara. Os carbonatos parecem preencher poros. ocorrem halos de alteração de cor preta (Manganês) Algumas vênulas possuem tanto minerais pretos como brancos.	

DDH-02	111	160.5	49.5	TUF	K-Felds+Hem+Cbt+Argil		Cbt+K-Felds+Hem Vênulas	Tufo cristalino com hematização e k-feldspatização disseminada, vênulas de carbonato (localmente brechadas), com k-feldspatização e hematita; hematita também preenche fraturas. Celadonita sobre os cristais e preenchendo vesículas. Localmente ocorre epidoto+argilominerais+clorita nas vênulas. rocha vulcânica matriz textura fina, com fenocristais pretos, marrom e laranja (anfíbólio e feldspato). Com vênulas de feldspato e calcita disseminadas. Possui poros, (vesículas) há halos de alteração vermelhos de forma arredondada e disseminados na rocha.	TMA0009
DDH-02	160.5	209.65	49.15	TUF	K-Felds+Hem+Cbt+Argil		Cbt+K-Felds+Hem Vênulas	O mesmo tufo cristalino, mas agora com Vênulas de carbonato+k-feldspatização+hematita mostrando um padrão stockwork na rocha, localmente brechada. Mais intensa hematização disseminada na rocha. Localmente ocorrem vênulas de epidoto+argilominerais+clorita. Rocha vulcânica de textura muito fina com amigdalas preenchidas por carbonatos. Há vênulas (<0,5cm) de material carbonático, preenchendo fraturas e formando agregados. Em locais esparsos nota-se uma textura brechada pouco expressiva. Não foi possível identificar a presença de fenocristais. Em 200m veio de calcita com textura mais grossa, intercalado com níveis de minerais verde amarelados. Nota-se a presença de minerais verde escuros (provavelmente clorita ou celadonita). Aspecto brechado; provavelmente preenchimento de fratura.	TMA0010 / TMA0015
DDH-02	209.65	212.1	2.45	DAC	K-Felds+Hem+Cbt+Argil		Cbt+K-Felds+Hem Vênulas	Mudança evidente na coloração da rocha, evidenciando provavelmente algum tipo de alteração. Notam-se alomerados de calcita associados a vênulas de coloração avermelhada. Observa-se também o mineral anteriormente descrito, de coloração verde amarelada, de forma disseminada. Segundo os dados de geoquímica, há uma relativa alta concentração de Manganês (3710ppm). Dacito com vênulas brechadas com carbonato e hematita. Alteração de K-feldspatização, argilização e epidoto disseminada na rocha.	TMA0016
DDH-02	212.1	229.05	16.95	HDT	Ep+Hem+Cbt+Chl+Argil	moderada Py/ fraca Apy	Cbt+Hem Vênulas	Porção hidrotermalizada, extremamente alterada, com intensa alteração de epidoto, e alteração argílica e de clorita associada. Hematita disseminada e preenchendo fraturas, e k-feldspatização disseminada. Ocorrem vênulas de carbonato e hematita. Disseminada na rocha existe pirita de granulação fina (2%) e traços de arsenopirita (0,1%).	TMA0021
DDH-02	229.05	258.3	29.25	DAC	K-Felds+Hem+Cbt+Argil		Cbt+K-Felds+Hem Vênulas	Dacito com vênulas de carbonato, hematita e (<) quartzo. K-feldspatização, argilização, clorita e hematita, disseminadas na rocha. Mudança na coloração de esverdeada para vinho, presença de agregados arredondados de mineral amarelo esverdeado; pequenas vênulas de material que parece ser sílica. Valores anômalos de prata e Manganês. Em 225m novamente mudança de coloração, agora fortemente rosada. Presença de minerais amarelados disseminados; pontualmente ocorrem minerais milimétricos de brilho dourado (pirita?). Em 245m a cor roxa torna-se levemente esverdeada associada a veios de carbonato; no restante da rocha ainda há predominância de agregados de celadonita.	TMA0022 / TMA0023
DDH-02	258.3	263.22	4.92	TUF	Cbt+K-Felds+Hem		Vênulas de Cbt	Tufo lítico com vênulas de carbonato, e k-feldspatização e hematização disseminada moderada.	
DDH-02	263.22	266.15	2.93	TRC	Cbt+Ep+Argil		Vênulas de Cbt	Dique traquítico, com vênulas de carbonato e seus contatos alterados para epidoto. Intensa e disseminada carbonatação e moderada argilização	
DDH-02	266.15	285.28	19.13	AND	Cbt+Argil+Chl		Vênulas de Cbt	Rocha de cor preta bem fraturada passando para marrom. Possui vênulas de calcita e fenocristais de feldspato. Há halos de alteração de cor vermelha em volta dos filmes. Há veios de argilominerais; vênulas de calcita disseminadas. Possui também mineral verde escuro estriado brilho sedoso numa porção fraturada (talco). intercalam minerais disseminados de cor vermelha e cinza escuro a preto com celadonita e minerais alterados como argila cinza de textura muito fina. Parece uma intercalação da brecha (clastos não se tocam) com rocha vulcânica de clastos menores. Andesito com muitas vênulas de carbonato e agregados, celadonita preenchendo vesículas e cristais alterados, e baixa cloritização.	TMA0028
DDH-02	285.28	286.65	1.37	TUF	Cbt+K-Felds+Hem		Vênulas de Cbt	Tufo cristalino com vênulas de carbonato, k-feldspatização, hematita e carbonato disseminados.	
DDH-02	286.65	288.1	1.45	AND	Cbt+Argil+Chl		Vênulas de Cbt	Andesito com vênulas de carbonato, e celadonita e clorita disseminados.	
DDH-02	288.1	293.3	5.2	TUF	Cbt+K-Felds+Hem		Vênulas de Cbt	Tufo cristalino com vênulas de carbonato, k-feldspatização, hematita e carbonato disseminados.	
DDH-02	293.3	295.88	2.58	AND	Cbt+Argil+Chl		Vênulas de Cbt	Andesito com vênulas de carbonato, celadonita e carbonato fortemente disseminados, clorita preenche fraturas.	
DDH-02	295.88	332.16	36.28	TUF	Cbt+K-Felds+Hem		Raras Vênulas de Cbt	Tufo lítico com raras vênulas de carbonato, baixa argilização, k-feldspatização e hematização, carbonatação disseminada moderada.	
DDH-02	332.16	334.75	2.59	TRC	Cbt+Ep+Argil		Vênulas de Cbt	Dique traquítico, com vênulas de carbonato, disseminada epidotização e argilização, fortemente disseminada carbonatação.	
DDH-02	334.75	347.6	12.85	TUF	Cbt+K-Felds+Hem		Raras Vênulas de Cbt	Tufo lítico com raras vênulas de carbonato, baixa argilização, k-feldspatização e hematização, carbonatação disseminada moderada.	
DDH-02	347.6	350.3	2.7	TUF	Ep+Cbt+Argil	fraca Py	Raras Vênulas de Cbt	O mesmo tufo lítico, mas aqui com alteração de epidoto e argilização. Raras vênulas de carbonato, e também pirita de granulação fina (0,1%) por vezes oxidada.	
DDH-02	350.3	395.8	45.5	TUF	Cbt+K-Felds+Hem		Raras Vênulas de Cbt	Tufo lítico com raras vênulas de carbonato, baixa argilização, k-feldspatização e hematização, carbonatação fraca e disseminada e localmente com epidoto+clorita preenchendo fraturas.	
	Metragem total descrita		395.8						

Furo	De (m)	Até (m)	Diferença (m)	Litologia	Alteração	Mineralização	Estrutura	Descrição	Nº Lâmina
DDH-03	13.8	14.8	1	HTUF	Ep+Chl+-Cbt	Moderada Py - fraca Cpy	Qz vênulas	rocha provavelmente piroclástica com alterações concêntricas provavelmente por óxido de ferro; moderado conteúdo de celadonita; finas vênulas de carbonato descontínuas (<1mm de espessura). 0,8% de pirita fina disseminada. Perto do contato com a brecha estão vênulas de quartzo (qz veinlets) com agregado de pirita, calcopirita e bornita.	
DDH-03	14.8	16.5	1.7	BX	Ep+Chl+Qtz+-Cbt	Moderada Py - fraca Gn - fraca Cpy - fraca Bc	Brecha/Stockwork	idem ao anterior; maior frequência de vênulas com carbonatos; presença de aglomerados com minerais amarelados; moderada celadonita. brecha sobre o tufo lítico com intenso stockwork de quartzo. Pirita fina e disseminada (0,5%) e localmente ocorre um mineral que parece ser galena e também calcopirita. Hematita ocorre principalmente onde a rocha é mais brechada.	
DDH-03	16.5	18	1.5	HDT	Ep+Chl+-Cbt	Moderada Py	Qz vênulas	Predomínio de textura brechada devido à presença de diversos veios de carbonatos. Presença de litoclastos angulosos 4cm, de uma rocha com coloração escura. Em 18m 20cm de zona avermelhada alterada com argila; presença de aglomerados de carbonato ovalados (+/-1cm)	TMA0036
DDH-03	18	21.53	3.53	BX	Ep+Chl+Qtz+-Cbt	Fraca Py	Stockwork	Nível intensamente brechado com veios de carbonatos; menor quantidade de litoclastos. Dentro dos veios notam-se camadas acinzentadas e avermelhadas; os veios encontram-se deslocados por pequenas falhas com rejeitos centimétricos. Moderada a baixa quantidade de celadonita. Rocha com muita hidrotermalização com intensa epidotização. Pirita fina e disseminada (0,5%)	TMA0037
DDH-03	21.53	25.29	3.76	HTUF	Ep+Chl+-Cbt	Moderada Py	Qz vênulas	Diminuição da influência dos veios; exceto por um veio espesso (+/-10cm); ainda permanecem finas vênulas de carbonato; fraca presença de celadonita, litoclastos praticamente ausentes.	
DDH-03	44	48	4	TUF	Cbt	Fraca Py - Fraca Bo - Fraco Cinnabar (?)	Qz + Cbt Vênulas	Rocha de coloração cinza a marrom com fenocristais de cor verde e preta e clastos (>1cm). Alguns de cor verde escura formato anguloso. Matriz afanítica, alguns cristais de feldspato cor laranja pequenos e outros maiores que 5cm possui vênulas de carbonato e feldspato ocorrem pontuais minerais pequenos (<0,1cm) de brilho metálico. Possui falhas. Tufo cristalino/lítico sem alteração, localmente com vênulas. Em 47,36m ocorre um veio de aproximadamente 3cm de quartzo bandado com bornita e um mineral vermelho que aparenta ser cinábrio. pirita fina e disseminada em quase todo o intervalo. (0,2%)	TMA0038
DDH-03	48	51.99	3.99	HTUF	Cbt	Alta Mag - Fraca Py	Qz + Cbt Vênulas	Continua a brecha com clastos de feldspato (branco a alaranjado), verdes (clorita, celadonita) e cinza (litoclastos); também apresenta falhas. Há vênulas com halo de alteração em sua volta de cor vermelha. Alguns pontuais cristais pequenos de brilho metálico. Há porções com argila de cor marrom. Clastos subarredondados a angulosos, alguns possuem fenocristais brancos pequenos.	TMA0039
Metragem total descrita			19.48						

APÊNDICE B – Tabela com resultados de espectros EDS dos minerais estudados por MEV

Espectro	Amostra	Composição (wt%)		Mineral	Espectro	Amostra	Composição (wt%)		Mineral
		S	Fe				S	Fe	
1	TMA0037	S	66.5	Pirita	11	TMA0036	SO ₃	40.4	Arsenopirita
		Fe	33.49				Fe	29.78	
2	TMA0036	S	68.3	Pirita			As	29.82	
		Fe	31.66				12	TMA0036	
3	TMA0036	S	72.19	Pirita					
		Fe	27.8				As	31.13	
4	TMA0036	S	68.48	Pirita	13	TMA0036	S	38.64	Arsenopirita
		Fe	31.5				Fe	29.92	
5	TMA0036	S	70.42	Pirita			As	31.44	
		Fe	26.88				14	TMA0036	
6	TMA0036	S	67.56	Pirita					
		Fe	32.44				As	32.52	
7	TMA0036	S	35.72	Arsenopirita	15	TMA0036	S	38.2	Arsenopirita
		Fe	30.93				Fe	37.74	
		As	33.34				As	29.03	
8	TMA0036	S	52.28	Arsenopirita	16	TMA0036	S	49.49	Arsenopirita
		Fe	26.26				Fe	26.42	
		As	21.46				As	24.09	
9	TMA0036	S	39.24	Arsenopirita	17	TMA0036	S	39.88	Arsenopirita
		Fe	30.06				Fe	32.06	
		As	30.7				As	28.06	
10	TMA0036	S	37.53	Arsenopirita	18	TMA0036	S	32.74	Arsenopirita
		Fe	30.03				Fe	28.12	
		As	32.44				As	28.6	
19	TMA0036	S	43.87	Calcosina/covelita	23	TMA0036	S	44.17	Esfalerita

		Cu	21.17				Zn	55.8		
		Zn	5.07			24	TMA0036	S	35.3	
		Sn	6.05					Fe	28.5	
		Ca	6.55					As	36.16	
		ThO	17.01					S	39.1	
20	TMA0036	S	43.79	Calcosina/covelita		25	TMA0036	Fe	30.2	
		Cu	17.23						As	30.7
		Zn	5.31				26	TMA0036	S	35.95
		Sn	5.8						Fe	32.37
		Ca	6.36						As	31.68
		ThO	21.5						S	47.44
21	TMA0036	S	44.34	Calcosina/covelita		27	TMA0036	Fe	29.29	
		Cu	19.11						As	21.65
		Zn	5.23				28	TMA0036	S	38.1
		Sn	5.87						Fe	29.84
		Ca	6.52						As	32.05
		ThO	18.92						S	37.75
22	TMA0036	S	39.19	Calcosina/covelita		29	TMA0036	Fe	29.47	
		Cu	21.1						As	32.78
		Zn	3.84				30	TMA0037	S	27.91
		Sn	4.62						Pb	72.09
		Ca	4.77				31	TMA0037	S	27.93
		ThO	18.37						Pb	70.86
		SiO	3.15				32	TMA0037	S	27.79
		Fe	2.78						Pb	71.51
		Mg	2.17				33	TMA0037	S	27
41	TMA0004	S	26.95	Galena				Pb	73	
		Pb	72.94				34	TMA0037	S	27.4
42	TMA0004	S	26.72	Galena				Pb	72.6	

		Pb	68.54				S	28	
		CaO	4.49		35	TMA0037	Pb	72	Galena
43	TMA0004	S	20.88	Galena	36	TMA0037	S	41.46	Galena
		Pb	53.99				Pb	58.5	
		CaO	22.83		37	TMA0037	S	27.72	Galena
		MnO	2.3				Pb	70.72	
44	TMA0004	S	26.31	Galena	38	TMA0037	S	34.23	Galena
		Pb	71				Pb	65.76	
		Fe	2.3		39	TMA0037	S	28.5	Galena
		Pb	71.5						
45	TMA0036	S	26.99	Galena	40	TMA0004	S	27.02	Galena
		Pb	73.01				Pb	72.91	
46	TMA0036	S	21.11	Galena	48	TMA0037	TiO	100	Rutilo
		Pb	63.16				TiO	94.2	
		Al	15.73		49	TMA0037	FeO	4.2	Rutilo
		CrO	1.5						
47	TMA0004	Pb	99.02	Chumbo nativo	50	TMA0021	TiO	97.87	Rutilo
56	TMA0021	TiO	96.36	Rutilo	51	TMA0021	FeO	1.82	
		FeO	3.64				TiO	97.6	Rutilo
57	TMA0004	TiO	98.81	Rutilo	52	TMA0004	FeO	1.93	
		FeO	0.66				TiO	99.86	Rutilo
58	TMA0004	TiO	98.72	Rutilo	53	TMA0021	TiO	62.5	Rutilo
		FeO	0.93				FeO	25.8	
					54	TMA0021	SiO	11.67	Rutilo
							TiO	90.3	
		TiO	90.71	Rutilo	FeO	8.5			
60	TMA0004	FeO	2.98		55	TMA0004	SiO	1.19	
		CrO	0.79				TiO	95.38	Rutilo

		Zr ₂ O	2.3				FeO	0.99	
		SiO	2.93				Zr ₂ O	1.97	
61	TMA0003	TiO	74.71	Rutilo	62	TMA0003	SiO	1.35	Rutilo
		FeO	17.34				TiO	65.75	
		AlO	1.26				FeO	6.4	
		CaO	0.79				AlO	3	
		SiO	2.94				CaO	11.49	
		MgO	2.95				SiO	13.37	
64	TMA0003	TiO	32.96	Titanita	63	TMA0003	TiO	55.52	Rutilo
		FeO	2.04				FeO	39.97	
		AlO	4.59				AlO	0.95	
		SiO ₂	29.59				SiO ₂	2.05	
		CaO	30.82				MgO	1	
65	TMA0037	CaO	59.88	Apatita	66	TMA0003	CaO	57.64	Apatita
		P ₂ O ₅	39.95				P ₂ O ₅	41.3	
69	TMA0021	CaO	61.9	Apatita	67	TMA0003	CaO	63.03	Apatita
		P ₂ O ₅	37.85				P ₂ O ₅	36.79	
70	TMA0021	CaO	60.61	Apatita	68	TMA0003	CaO	60.9	Apatita
		P ₂ O ₅	39.26				P ₂ O ₅	39	
71	TMA0021	CaO	60.16	Apatita	73	TMA0003	CaO	64.15	Apatita
		P ₂ O ₅	39.73				P ₂ O ₅	35.85	
72	TMA0004	CaO	64.21	Apatita	74	TMA0003	CaO	57.52	Apatita
		P ₂ O ₅	35.54				P ₂ O ₅	41.88	
76	TMA0003	CaO	57.34	Apatita	75	TMA0003	CaO	60.43	Apatita
		P ₂ O ₅	41.84				P ₂ O ₅	35.04	
77	TMA0021	CaO	64.21	Apatita	78	TMA0036	CaO	61.49	Apatita

		P ₂ O ₅	35.54				P ₂ O ₅	38.51			
80	TMA0037	CaO	76.55	Calcita	79	TMA0037	CaO	59.19	Ankerita		
		MgO	17.2							MgO	25.89
		MnO	6.2							MnO	2.62
81	TMA0037	CaO	91.73	Calcita	82	TMA0037	FeO	11.95	Ankerita		
		FeO	0.94							CaO	72.38
		MnO	7.01							MgO	11.18
84	TMA0028	CaO	96.73	Calcita	83	TMA0028	MnO	3.01	Calcita		
		MnO	1.83							FeO	12.39
		Sr	1							CaO	98.42
85	TMA0028	CaO	94.28	Calcita	87	TMA0028	MnO	1.08	Calcita		
		MgO	1.09							CaO	77.01
		MnO	0.93							MgO	7.18
		SiO ₂	3.3							MnO	1.01
86	TMA0016	CaO	59.22	Ankerita	88	TMA0021	FeO	1.75	Ankerita		
		MgO	34.65							SiO ₂	9.16
		MnO	3.16							AlO	3.89
		FeO	2.97							CaO	54
89	TMA0016	CaO	84.09	Calcita	90	TMA0016	MgO	29.55	Ankerita		
		MgO	1.31							MnO	3.55
		MnO	12.67							FeO	12.62
		FeO	1.65							CaO	51.46
91	TMA0016	CaO	63.06	Ankerita	92	TMA0016	MgO	25.26	Calcita		
		MgO	3.37							MnO	6.27
		MnO	23.49							FeO	17.01
		FeO	8.66							CaO	84.09
		SiO ₂	1.16							MgO	1.31
93	TMA0016	CaO	85.43	Calcita			MnO	12.67			

		MgO	1.77				FeO	1.65	
		MnO	10.81			94	TMA0016	CaO	58.07
		FeO	1.25					MgO	35.43
								FeO	6,15
95	TMA0004	CaO	38.58	Ankerita		96	TMA0004	CaO	20.49
		MgO	22.64					MgO	2.46
		MnO	3.36					MnO	55.42
		FeO	20.86					FeO	21.63
		Al	5.62						
		Si	8.94						
100	TMA0004	CaO	57.71	Ankerita		97	TMA0004	CaO	61.99
		MgO	28.71					MgO	19.35
		MnO	2.51					MnO	12.18
		FeO	11.07					FeO	6.48
101	TMA0003	CaO	97.71	Calcita		98	TMA0004	CaO	88.14
		MnO	1.66					MnO	11.14
102	TMA0037	SiO ₂	100	Quartzo		99	TMA0003	CaO	93.28
								MnO	6.15
103	TMA0028	SiO ₂	93..8	Quartzo		104	TMA0037	SiO ₂	100
		MgO	2.8			105	TMA0028	SiO ₂	100
		FeO	3.4						
107	TMA0016	SiO ₂	32.96	Clorita		106	TMA0028	SiO ₂	48.97
		AlO	20.26					AlO	15.54
		MgO	5.36					MgO	18.05
		K ₂ O	1.74					K ₂ O	5.26
		FeO	39.54					TiO	4.03
108	TMA0021	SiO ₂	52.53	Feldspato Potássico		111	TMA0021	SiO ₂	65.01
		AlO	36.73					AlO	19.65
								K ₂ O	14.51

		K ₂ O	8.29				FeO	0.72			
		FeO	2.46				SiO ₂	56.66			
109	TMA0021	SiO ₂	65.44	Sericita	112	TMA0021	AlO	31.66	Feldspato Potássico		
		AlO	19.89				K ₂ O	9.03			
		K ₂ O	14.49				FeO	2.64			
110	TMA0004	SiO ₂	100	Quartzo	113	TMA0016	SiO ₂	100	Quartzo		
117	TMA0004	SiO ₂	100	Quartzo	114	TMA0016	SiO ₂	100	Quartzo		
118	TMA0004	SiO ₂	100	Quartzo	115	TMA0016	SiO ₂	100	Quartzo		
119	TMA0003	SiO ₂	61.94	Ferrosilita	116	TMA0004	SiO ₂	100	Quartzo		
		FeO	36.92				121	TMA0003	SiO ₂	50.96	Ferrosilita
		TiO	1.14						AlO	1.94	
120	TMA0003	SiO ₂	31.65	Titanita	122	TMA0003	FeO	45.5	Titanita		
		AlO	5.69				TiO	1.49			
		FeO	3.1				SiO ₂	25.61			
		CaO	27.82				AlO	4.55			
		TiO	31.75				FeO	19.63			
123	TMA0036	SiO ₂	100	Quartzo			CaO	21.59			
125	TMA0036	SiO ₂	100	Quartzo			TiO	27.85			
126	TMA0036	SiO ₂	100	Quartzo			K ₂ O	0.76			
127	TMA0028	FeO	90.01	Hematita	124	TMA0028	FeO	80.5	Hematita		
		TiO	4.78				TiO	6.1			
		AlO	2.14				AlO	3.7			
128	TMA0028	FeO	68.18	Hematita	129	TMA0028	MgO	9.6	Ilmenita		
		TiO	9.09				FeO	78.81			
		AlO	5.47				TiO	13.08			

		MgO	12.63				MgO	6.2		
		CrO	4.64				CrO	4.8		
131	TMA0028	FeO	95.6	Hematita	130	TMA0028	FeO	82.05	Hematita	
		TiO	1.3				TiO	12.9		
		AlO	3.13				MgO	5		
132	TMA0028	FeO	80.49	Hematita	133	TMA0028	FeO	89.16	Hematita	
		TiO	2.54				TiO	1.94		
		AlO	2.54				AlO	1.6		
		MgO	5.14				MgO	2.24		
		SiO ₂	9.22				SiO ₂	4.96		
135	TMA0028	FeO	69.97	Hematita	134	TMA0028	FeO	68.13	Ilmenita	
		TiO	1.74				TiO	22.45		
		AlO	4.01				AlO	1.02		
		MgO	8.93				MgO	4.13		
		SiO ₂	15.18				CrO	2.85		
136	TMA0021	FeO	84.24	Hematita	137	TMA0021	SiO ₂	1.28	Hematita	
		TiO	5.55				FeO	94.44		
		AlO	1.6				TiO	4.69		
		SiO ₂	8.4				FeO	92.49		
139	TMA0016	FeO	94.89	Hematita	138	TMA0021	TiO	5.25	Hematita	
		AlO	1.02				SiO ₂	1.92		
		SiO ₂	2.05				FeO	95.5		Hematita
		CaO	2.04				TiO	4.5		
140	TMA0004	FeO	97.07	Hematita	143	TMA0016	FeO	88.03	Hematita	
		AlO	1.05				AlO	2.35		
		CaO	0.76				SiO ₂	4.17		
141	TMA0004	FeO	92.77	Hematita	144	TMA0004	CaO	5.42	Hematita	
		TiO	4.97				FeO	95.58		

		SiO ₂	1.96				TiO	2.96	
149	TMA0004	FeO	92.37	Hematita	145	TMA0004	SiO ₂	1.46	Hematita
		TiO	5.31				FeO	90.9	
		SiO ₂	1.35				TiO	5.55	
150	TMA0003	FeO	92.59	Hematita	146	TMA0003	SiO ₂	3.16	Ilmenita
		TiO	2.13				FeO	52.04	
		AlO	1.28				TiO	42.44	
		SiO ₂	3.93				AlO	1.31	
151	TMA0003	FeO	70.52	Ilmenita	147	TMA0004	MgO	3.94	Caulinita
		TiO	24.95				SiO ₂	87.28	
		MgO	3.1				AlO	11.94	
152	TMA0021	SiO ₂	55.52	Sericita	148	TMA0021	K ₂ O	0.69	Sericita
		AlO	29.06				SiO ₂	56.66	
		K ₂ O	9.49				AlO	31.66	
		FeO	5.92				K ₂ O	9.03	
153	TMA004	SiO ₂	55.35	Sericita	155	TMA0004	FeO	2.64	Sericita
		AlO	17.48				SiO ₂	69.46	
		K ₂ O	13.09				AlO	23.57	
		TiO	13.86				K ₂ O	4.09	
154	TMA0004	SiO ₂	62.6	Sericita	156	TMA0004	FeO	2.74	Sericita
		AlO	19.25				SiO ₂	65.4	
		K ₂ O	13.3				AlO	20.6	
		TiO	4.9				K ₂ O	4.8	
157	TMA0028	SiO ₂	100	Quartzo			Na ₂ O	9.1	

APÊNDICE C – Tabela com resultados de geoquímica de rocha total

AMOSTRA	TMA0003	TMA0004	TMA0005	TMA0010	TMA0021	TMA0036	TMA0037
SiO ₂ (%)	62	30.87	59.2	57.17	53.29	67.42	43.65
Al ₂ O ₃ (%)	12.47	6.29	6.96	12.89	15.59	11.06	8.59
Fe ₂ O ₃ (T) (%)	4.22	6.96	6.83	6.8	6.68	3.06	4.42
MnO (%)	0.1	2.712	1.157	0.108	0.52	0.442	1.108
MgO (%)	3.49	5.61	2.44	6.52	2.22	0.61	5.23
CaO (%)	3.68	19.22	8.18	2.43	4.21	3.52	12.87
Na ₂ O (%)	3.11	0.04	0.1	3.39	0.15	0.13	0.28
K ₂ O (%)	5.05	2.12	2.49	3.76	7.99	7.38	5.54
TiO ₂ (%)	0.865	0.856	0.964	0.898	1.001	0.803	0.572
P ₂ O ₅ (%)	0.46	0.47	0.51	0.51	0.24	0.3	0.22
LOI (%)	4.68	23.93	9.86	5.66	8.53	4.11	17.3
Total (%)	100.1	99.09	98.69	100.1	100.4	98.82	99.78
Sc (ppm)	9	12	13	12	6	9	7
Be (ppm)	5	4	3	4	6	3	4
V (ppm)	80	98	99	96	92	80	64
Ba (ppm)	1382	580	650	1118	508	538	408
Sr (ppm)	709	417	198	601	175	98	197
Y (ppm)	14	14	14	17	12	12	9
Zr (ppm)	269	188	213	239	209	200	141
Cr (ppm)	170	600	730	260	< 20	190	130
Co (ppm)	17	22	39	24	10	14	122
Ni (ppm)	110	390	840	140	40	60	580
Cu (ppm)	< 10	< 10	10	< 10	< 10	10	30
Zn (ppm)	80	320	320	140	210	130	270
Ga (ppm)	18	13	14	21	25	15	12
Ge (ppm)	1	1	2	1	2	1	1
As (ppm)	90	14	24	81	41	> 2000	152
Rb (ppm)	193	179	194	151	505	331	234
Nb (ppm)	15	13	14	13	22	12	10
Mo (ppm)	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	75	3
Ag (ppm)	1.3	1.1	1.3	1.2	1.1	16.4	15.7
In (ppm)	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn (ppm)	2	1	2	2	3	2	1
Sb (ppm)	10.6	37.1	87.7	6.8	61.6	130	88.7
Cs (ppm)	7.4	31.9	28.9	5.3	98.5	20.6	11.5
La (ppm)	67.6	47.3	46.8	80.2	37.9	39.8	34.5
Ce (ppm)	135	102	105	168	71.6	79.3	66
Pr (ppm)	14.9	12.2	12.8	18.6	7.44	8.71	7.15
Nd (ppm)	55.5	49.5	50.9	70.3	27	31.5	27.1
Sm (ppm)	9.7	9.2	10	12.8	5.5	5.5	5
Eu (ppm)	2.54	2.58	2.65	3.3	1.63	1.38	1.48
Gd (ppm)	6.7	7.2	7.2	8.9	4.2	4	3.5
Tb (ppm)	0.8	0.9	0.9	1	0.6	0.5	0.4
Dy (ppm)	3.5	3.8	4	4.2	2.9	2.7	2
Ho (ppm)	0.6	0.5	0.6	0.6	0.5	0.5	0.3
Er (ppm)	1.4	1.3	1.4	1.6	1.3	1.2	0.9
Tm (ppm)	0.18	0.15	0.17	0.2	0.17	0.16	0.12
Yb (ppm)	1	0.8	0.9	1.1	1	1	0.7
Lu (ppm)	0.15	0.11	0.12	0.15	0.15	0.14	0.1
Hf (ppm)	7	5.2	6	6.6	5.7	5.2	4
Ta (ppm)	1.4	0.7	0.8	1.1	1.6	1	0.7
W (ppm)	2	8	7	3	11	5	12
Tl (ppm)	1.3	0.9	1.1	1.1	5.3	5.1	4.2
Pb (ppm)	57	582	735	35	58	3460	2700
Bi (ppm)	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th (ppm)	19.9	6.2	7.4	20.9	14.7	13.5	9.5
U (ppm)	3.6	1	1.4	4.9	6.2	15.9	12.7