

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

LETÍCIA MARTINS

**GEOLOGIA E IDENTIFICAÇÃO DA PARAGÊNESE MINERAL NA MINA
DOURADA E CORRELAÇÃO COM MINAS DA BORDA LESTE DO COMPLEXO
INTRUSIVO LAVRAS DO SUL – RS.**

**Caçapava do Sul
2015**

LETÍCIA MARTINS

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

Orientadora: Prof.^a Dr.^a Delia Del Pilar Montecinos de Almeida,

Co-orientador: Prof. Msc. Luiz Delfino Albarnaz

**Caçapava do Sul
2015**

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) .

M386g Martins, Leticia

GEOLOGIA E IDENTIFICAÇÃO DA PARAGÊNESE MINERAL NA MINA
DOURADA E CORRELAÇÃO COM MINAS DA BORDA LESTE DO COMPLEXO
INTRUSIVO LAVRAS DO SUL - RS. / Leticia Martins.

114 p.

Trabalho de Conclusão de Curso(Graduação)-- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2015.

"Orientação: Delia del Pilar Montecinos de Almeida".

1. Mina Dourada. 2. Alteração hidrotermal. 3.
Mineralizações. 4. Prospecção Mineral. I. Título.

LETÍCIA MARTINS

**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
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 II defendido e aprovado em: 03 de dezembro de
2015.

Banca examinadora:



Prof. Dr.^a Della del Pilar Montecinos de Almeida
Orientadora
UNIPAMPA



Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory
UNIPAMPA



Prof. Msc. Vinicius Matté
UNIPAMPA

AGRADECIMENTO (OU GRATIDÃO?)

Gratidão... palavra que deriva do latim “*gratia*”, que significa literalmente o reconhecimento agradável por tudo que é recebido ou lhe é reconhecido.

Gratidão... para a ciência é uma expressão usada para caracterizar uma ação elevada de amadurecimento psicológico do ser humano, sendo superior ao sentimento de agradecimento.

Gratidão... ao meu ver é uma emoção que envolve um sentimento puro. Um sentimento que transmite o verdadeiro, o terno, o carinho (porque não usar *AMOR?*), a parte mais completa do ser humano.

Ser grato (a) é olhar para trás e descobrir que o que passou valeu o esforço, pois nada é em vão ou por um mero acaso. Tudo é o reflexo de suas escolhas, esforço e merecimento. Quando este reflexo é bom, nos traz o sentimento de felicidade, orgulho e o poder da confiança. Quando é ruim, favorece nosso aprendizado e crescimento.

Portanto, dedico este trabalho e minha gratidão a minha família. A meu pai Luis que sempre me apoiou, ensinando-me a erguer a cabeça quando tudo estava difícil e repassando a força necessária para nunca desistir. A minha mãe Ângela que mesmo com o coração apertado ao me ver sair de casa me ensinou a caminhar sozinha e encarar os obstáculos que a vida impõe. A meu irmão Diego que sempre foi meu grande companheiro e cúmplice de artirices. E por fim, aos meus queridos avós Nelson e Lucia que hoje não podem estar presentes em corpo, mas estão em todos os meus pensamentos e guardados em meu coração.

Também dedico e repasso meus sentimentos de gratidão a minha querida e amiga orientadora Pilar, que nestes cinco anos de graduação sempre contribuiu fortemente para meu crescimento. Foi ela a responsável por eu me apaixonar pela Geologia, que hoje é com certeza o que eu quero fazer pelo resto de minha vida.

Sou grata também aos amigos que fiz aqui no Rio Grande do Sul, em especial ao Maique que sempre será uma pessoa especial em minha vida. Ao meu amigo-irmão Rodolfo que foi meu maior parceiro nestes cinco anos, juntos superamos as disciplinas de cálculo de uma forma peculiar e tivemos várias comemorações memoráveis para não dizer bizarras. E também ao Renê por ter suportado minhas

loucuras e desesperos durante a realização deste trabalho de conclusão e me apoiado em tudo que precisei.

Sou grata aos profissionais da empresa *Amarillo Gold Corporation* que ajudaram na realização e elaboração deste trabalho. Em especial a Geóloga Camila Esmeris pela sua atenção e cuidado. Também deixo registrado minha gratidão ao professor Drº Edinei Koester e Drº André Sampaio Mexias pela ajuda com as análises laboratoriais junto a Universidade Federal do Rio grande do Sul.

Por fim agradeço a todos integrantes da Universidade Federal do Pampa, professores, técnicos, motoristas e funcionários que fizeram ser possível a realização deste sonho de me tornar uma Geóloga.

Letícia Martins

A PEDRA

(Antônio Pereira)

*O distraído, nela tropeçou,
o bruto a usou como projétil,
o empreendedor, usando-a construiu,
o campônio, cansado da lida,
dela fez assento.
Para os meninos foi brinquedo,
Drummond a poetizou,
Davi matou Golias...
Por fim;
o artista concebeu a mais bela escultura.
Em todos os casos,
a diferença não era a pedra.
Mas o homem.*

RESUMO

Fluidos hidrotermais podem ser definidos como uma solução aquosa quente que contem solutos que são comumente precipitados à medida que as propriedades físico-químicas da solução são alteradas. A importância destes fluidos consiste na capacidade de catalisar, transportar e concentrar elementos (entre eles Au, Ag, Cu, Zn, Pb, etc.) que antes estavam localizados nas rochas encaixantes ou acumulados no magma residual. O Distrito Aurífero de Lavras do Sul é um exemplo de ambiente onde ocorreu a concentração de elementos com viés econômico por processos hidrotermais. Este Distrito Aurífero é composto por vários prospectos mineiros voltados a extração de Au-Cu (\pm Pb, Zn, Ag) situados em uma sequência Plutono-Vulcânica Neoproterozóica com destaque às rochas alcalinas do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS). Para a realização deste estudo foi selecionado a Mina Dourada que se encontra a oito quilômetros a nordeste da cidade de Lavras do Sul-RS sobre o domínio das rochas alcalinas sienogranito e pertita granito do CILS. O objetivo deste trabalho consiste na identificação da paragênese mineral da Mina Dourada, caracterizando qualitativamente os processos de alteração hidrotermal para a confecção de um modelo prospectivo. Os métodos utilizados baseiam-se em técnicas ligadas ao estudo das alterações e caracterização paragenéticas dos minerais secundários, e para isso foram realizados trabalhos de campo, petrografia óptica, Difractometria de Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura. Na primeira etapa desta pesquisa foi elaborado um mapa geológico de detalhe na escala de mapeamento de 1:500 da Mina Dourada, destacando estruturas como veios, trincheiras e contatos litológicos. Posteriormente foi realizada a identificação da paragênese de alteração mineral com o auxílio das ferramentas de Difração de Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura, o que possibilitou a caracterização de fases minerais dos elementos metálicos Zn-Fe-Ti, silicatados-aluminosos e terras raras. Com a compilação dos dados petrológicos foi identificada uma possível zona de alteração potássica circundada por uma zona de alteração argílica avançada na região da Mina Dourada, sendo este resultado embasado pela presença marcante de vários minerais índices, como anidrita, barita e goyazita acompanhados de vários outros elementos como as terras raras. Por fim, foi elaborado um mapa prospectivo das zonas de alteração hidrotermal para a região leste do CILS utilizando trabalhos consagrados das Minas Cerro Rico, Volta Grande e os resultados deste trabalho na

Mina Dourada. Este mapa prospectivo ressaltou a presença de zonas de alteração Potássica, Argílica Avançada, Filítica e Propílica que juntamente com a presença de minerais índices térmicos como o coríndon, tridimita e silimanita possibilitaram confeccionar um modelo genético para a borda leste do CILS. Este modelo permitiu concluir que a área que inclui as Minas Dourada, Cerro Rico e Volta Grande possivelmente se enquadra em depósito do tipo Pórfiro, sendo que a Mina Dourada pela presença de uma zona de alteração potássica seja uma zona de “raiz”, fazendo com que esta área possa ter grande interesse econômico pela associação com a ocorrência de ouro e outros metais de minério.

PALAVRAS-CHAVE: Mina Dourada; Alteração hidrotermal; Mineralizações, Prospecção Mineral.

ABSTRACT

Hydrothermal fluids may be defined as a hot aqueous solution containing solutes that are commonly precipitated as the physicochemical properties of the solution are changed. The importance of these fluids is their ability to catalyze, and concentrate transport elements (including Au, Ag, Cu, Zn, Pb, etc.) that were retained in the surrounding rocks or the retained residual magma. The gold-bearing district of Lavras do Sul is an example of environment where there was a concentration of elements with economic bias by hydrothermal processes. This district consists of several gold-bearing mineral prospects facing the Au-Cu extraction (\pm Pb, Zn, Ag) located in a Neoproterozoic Plutono-Volcanic sequence with emphasis on alkaline rocks from the Lavras do Sul Intrusive Complex (LSIC). For this study was selected the Dourada Mine which lies eight kilometers northeast of the city of Lavras do Sul-RS on the field of alkaline rocks and syenogranite perthite-granite LSIC. The objective of this study is to identify the mineral paragenesis of the Dourada Mine, qualitatively characterizing hydrothermal alteration processes for making a prospective model. The methods used are based on techniques related to the study of changes and paragenetic characterization of secondary minerals, and for this were carried out fieldwork, petrography optics, Diffraction of X-Rays and Scanning Electron Microscopy. In the first stage of this research has produced a geological map of detail (1: 500) of the Dourada Mine, highlighting structures such as shafts, trenches and lithological contacts. It was later performed the identification of mineral alteration paragenesis with the help of the tools of Diffraction of X-Rays and Scanning Electron Microscopy, which enabled the characterization of mineral phases of the metals Zn-Fe-Ti, silicate-alumina and rare earth . With the compilation of petrological data has identified a possible zone of potassic alteration surrounded by an advanced argílitica affected zone in the region of the Dourada Mine, this result grounded by the strong presence of various mineral contents, such as anhydrite, barite and goyazita accompanied by several other elements such as rare earths. Finally, we designed a prospective map of hydrothermal alteration zones in the eastern part of the LSIC using dedicated work of Mines Cerro Rico, Volta Grande and the results of this work in the Dourada Mine. This prospective map highlighted the presence of potassic alteration zones, Advanced Argílitica, Filítica and propylitic that together with the presence of mineral

thermal indices such as corundum, tridymite and sillimanite enabled manufacture a genetic model for the eastern edge of LSIC. This model showed that the area that includes the Dourada Mines, Cerro Rico and Volta Grande possibly fall into tank Porphyry type, and the Dourada Mine by the presence of a potassic alteration zone is a zone of "*raíz*", causing that this area may have great interest for economic association with the occurrence of gold and other ore metals.

KEYWORDS: Gold Mine; Hydrothermal alteration; Mineralization, Mineral Prospecting.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.....	5
Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo, Lavras do Sul-RS.....	5
Figura 3 - Esquema da distribuição espacial das alterações hidrotermais em torno de uma intrusão porfírica idealizada. A – correlação dos silicatos e B – correlação dos minérios.....	10
Figura 4- Representação esquemática dos depósitos Epitermais de alta e baixa sulfetação.....	12
Figura 5 - Ambiente crustal de depósitos de ouro hidrotermal em termos de profundidade de formação e ambiente estrutural dentro da margem convergente. ..	13
Figura 6 - Mapa geológico simplificado do ESRG.....	17
Figura 7 - Mapa geológico simplificado da região de Lavras do Sul - RS.	22
Figura 8 - Modelo geológico evolutivo do CILS.....	24
Figura 9 - Mapa de pontos descritos em campo na área de estudo. Datum WGS84.	26
Figura 10 - Mapa de amostras selecionadas para estudos laboratoriais na Etapa II.	27
Figura 11 - Amostra de mão MD-1c coletada em campo evidenciando a presença de minerais formadores de rocha como quartzo (Qz), feldspato alcalino (FK) e minerais acessórios como a fluorita (Ft).	32
Figura 12 – Fotomicrografias da amostra MD-01a, biotita (Bt); feldspato (Fd); hematita (Hm); illita (It) e jarosita (Jr). A – imagem a nicóis cruzados onde se observa um feldspato com auréolas de alteração nas bordas de argilominerais. B – imagem A em nicóis paralelos. C- imagem a nicóis cruzados onde observa-se a presença de opacos substituindo os máficos. D- imagem C a nicóis paralelo.....	33

Figura 13 - Fotomicrográficas da amostra MD-05b, jarosita (Jr); pirita (Py) e zircão (Zr). A – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de opacos como minerais secundários. B – imagem A a nicóis paralelos.	33
Figura 14 - Amostra de mão MD-29. A – destacando a presença de veios preenchidos por monazita e óxidos de ferro. B – imagem da amostra em outro ângulo evidenciando a textura aplítica.	34
Figura 15 - Fotomicrografias da amostra MD-29, fluorita (Ft), monazita (Mz), quartzo (Qz) e pirita (Py). A – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de veios preenchidos por quartzo e fluorita e fosfatos. B – imagem A em nicóis paralelos. C – imagem a nicóis cruzados onde se observa a presença de pirita cúbica. D – imagem C a nicóis cruzados.	35
Figura 16 - Fotomicrografias da amostra MD-2. Feldspatos (Fd) e quartzo (Qz). A – imagem a nicóis cruzados. B – imagem A a nicóis paralelos evidenciando a presença de opacos disseminados. C - imagem a nicóis cruzados. D – imagem C a nicóis paralelos demonstrando a presença de fraturas preenchidas por óxidos e a presença de duas direções predominante dos veios.	36
Figura 17 - Fotomicrografias da amostra MD-08. Fedspato (Fd), pertita (Prt) e sericita (Sc). A – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença minerais de alteração sobre os feldspatos. B- imagem A a nicóis paralelos. C- Imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de pórfiros de pertita. D – Imagem C a nicóis paralelo. E – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de opacos e argilominerais como principais minerais de alteração. F- imagem E a nicóis paralelos.	37
Figura 18 - Mapa Geológico da área de estudo na escala de mapeamento de 1:500, utilizando o datum WGS 84.....	38
Figura 19 - Difratoogramas evidenciando as sequências paragenéticas diagnosticadas. A- quartzo – sericita; B e C – quartzo – illita e D e E – caolinita – sericita.....	39
Figura 20 - Difratoogramas evidenciando as sequências mineralógica diagnosticadas jarosita–coríndon-illita.	43

Figura 21 - Esquema representativo do processo metassomático de dessilicificação.	45
Figura 22 - Difractogramas indicando alguns minerais que possuem importância como índice petrológico e físico-químico. A – difratograma evidenciando a presença dos polimorfos cianita-silimaita. B- difratograma onde foi detectado a presença de tridimita. C – presença de anidrita detectada no difratograma.	46
Figura 23 - Fotomicrografia da Amostra MD-25, apresentando minerais como a anidrita (Ad), hematita (Hm), monazita (Mz) e plagioclásio (albita) (Pl). A – imagem a nicóis paralelos com presença de anidrita em meio a massas feldspáticas. B- imagem a nicóis cruzados. C- imagem a nicóis paralelos evidenciando a presença de biotita como mineral de alteração e associadas ao plagioclásio do tipo albita.	48
Figura 24- Imagem BSE de minerais silicatados obtidos com estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagem A corresponde a amostra MD-4 demonstrando o processo de substituição dos feldspatos alcalinos por argilominerais do tipo illita e a imagem B a amostra MD-5b evidenciando a alteração da massa feldspática em argilominerais em zonas de fraturas.	49
Figura 25 – Imagem BSE e resultado EDS da amostra MD-21e onde foi identificada a presença de minerais de alteração como a caolinita.....	49
Figura 26 - Imagem BSE de minerais da série Fe-Zn-Ti obtidas com estudo de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagem A é referente a amostra MD-4a onde se identifica cristais euédricos de baddeleyíta. Imagem B (MD-5b) e D (MD-1b) é referente a hematita acompanhada com ilmenita. A imagem C (MD-21e) é apresentado cristais de coríndon com inclusões de ilmenita.....	50
Figura 27 – Imagem BSE e seus respectivos resultado EDS da amostra MD-21e onde foi identificada a presença de minerais da série Zn-Fe-Ti. A imagem A representa a Nenadkevichita e a imagem B é referente ao mineral do grupo da zircônia, a baddeleyíta.	51
Figura 28 - Imagem BSE de minerais de terras raras obtidas com estudo de Microscopia Eletrônica de Varredura. As imagens A e B são referentes a amostra MD-21c e mostram a presença de Monazita nos veios. As imagens C e D são	

referentes a amostras MD-5, sendo a C demonstrando a alunita e pequenos veios de goyazita e a imagem D demonstra a presença de monazita com fluorita no veio.....	52
Figura 29- Imagem BSE e seus respectivos resultado EDS da amostra MD-21e onde foi identificada a presença de monazita em veios como pode ser observado nos resultados dos picos espectrais de cada ponto analisado.	53
Figura 30 - Imagem BSE e seus respectivos resultados EDS obtidos com estudo microscópio eletrônico de varredura. Imagem A (MD-21e) não foi possível a identificação mineral e a imagem B (MD-1b) refere-se a uma fluorita.....	54
Figura 31 - Diagrama Pressão versus Temperatura com as fases dos silicatos de alumínio e tridimita.	58
Figura 32 Imagem EDS destacando a presença de metais nativos como Cr e Ni. ...	59
Figura 33- Imagem de satélite (esquerda) e Lineamentos ressaltados por fotointerpretação (direita) das áreas de estudo.....	61
Figura 34 - Imagem com composição RBG 541 ressaltando as áreas em estudo....	61
Figura 35 - Mapa das zonas de alteração hidrotermal das Minas Dourada, Cerro Rico e Volta Grande.	62
Figura 36 - Modelo proposto para a evolução dos processos hidrotermais para a área de estudo.	64
Figura 37 - Modelo evolutivo proposto para a área de estudo demonstrado o nível erosivo atual em forma de perfil identificando o posicionamento real das minas em estudo para o modelo.....	65
Figura 38 - Mapa geológico com os pontos das análises sobrepostos para ajudar na análise dos dados e guia para a leitura deste trabalho.	73

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Tipos de depósitos minerais associados ao magmatismo. A salinidade (cloreto de Na e K) dos fluidos nestes ambientes varia de hipersalinos (>50 wt%) salinidade moderada (10-20 wt%), baixa salinidade (<5 wt%) e muito baixa (0,2-0,5 wt%).	8
Tabela 2 - Síntese das idades das rochas que compõem a Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar Seival.	19
Tabela 3- Amostras e suas respectivas zonas de alteração.	42
Tabela 4 - Localização, classificação das rochas e análises realizadas.	73
Tabela 5 - Resultado das análises dos <i>spectrum</i> com estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura.	76
Tabela 6 - Principais minerais citados neste trabalho.	95

ABREVIACOES E SIGLAS

BSE – Detectores de Elétrons Primários

CBC – Companhia Brasileira de Cobre

CGL – Complexo Granítico Lavras do Sul

CILS – Complexo Intrusivo Lavras do Sul

DX – Difractometria de Raios-X

EDS - Detector de Energia Dispersada

ESRG – Escudo Sul Rio-grandense

MEV – Microscopia Eletrônica de Varredura

SEM - Detectores de Elétrons Secundários

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

UFSM - Universidade Federal de Santa Maria

UNIPAMPA - Universidade Federal do Pampa

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	Contexto Histórico da Mineração em Lavras do Sul	2
1.2	Justificativa.....	3
1.3	Objetivos	4
1.3.1	Objetivos Gerais	4
1.3.2	Objetivos Específicos	4
1.4	Localização e Vias de Acesso.....	4
1.5	Aspectos Fisiográficos	5
2	ESTADO DA ARTE	7
2.1	Mineralizações Metálicas	7
2.2	Hidrotermalismo	7
2.3	Depósitos associados a processos hidrotermais	8
2.3.1	Pórfiros	9
2.3.2	Epitermais.....	11
2.3.3	Orogênicos	12
2.4	Revisão Bibliográfica.....	13
3	CONTEXTO GEOLÓGICO	16
3.1	Geologia.....	16
3.1.1	Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar.....	18
3.2	Evolução geológica das mineralizações associadas ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul.....	23
4	MÉTODOS	25
4.1	Etapa I.....	25
4.1.1	Revisão Bibliográfica	25
4.1.2	Trabalho de Campo	25

4.2	Etapa II.....	28
4.2.1	Petrografia e Lâminas Delgadas.....	28
4.2.2	Difração de Raios-X.....	28
4.2.3	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV).....	30
5	RESULTADOS.....	32
5.1	Petrografia e Lâminas delgadas.....	32
5.1.1	Sienogranito	32
5.1.2	Sienogranito Microcristalino.....	34
5.1.3	Pertita Granito.....	36
5.2	Resultados Difração de Raios-X	39
5.3	Resultado Microscopia Eletrônica de Varredura	48
6	DISCUSSÃO	56
7	CONCLUSÕES	60
8	REFERÊNCIAS.....	66
	ANEXO A	73
	ANEXO B	76
	ANEXO C	95

1 INTRODUÇÃO

O termo alteração hidrotermal é dado aos processos de mudanças físico-químicas e mineralógicas que ocorrem em rochas pré-existentes a partir da ação de fluidos aquecidos. Em sistemas hidrotermais estes fluidos quentes, nomeados também de fluidos hidrotermais, podem estar enriquecidos em solução com elementos incompatíveis. Estes elementos incompatíveis correspondem a elementos metálicos, radioativos (como exemplo o urânio e o tório) e elementos terras raras que, quando precipitados, se incorporam nas estruturas de minerais, podendo formar depósitos dependendo da concentração destes elementos. A partir desta razão, o estudo da alteração hidrotermal tem um grande interesse econômico.

O Distrito Aurífero de Lavras do Sul é composto por vários prospectos mineiros voltados à extração de Au-Cu (\pm Pb, Zn, Ag) situados em uma sequência Plutono-Vulcânica Neoproterozóica (KAUL & ZIR F°, 1974). Estas mineralizações ocorrem de forma disseminada e em halos de alteração nas rochas encaixantes acompanhadas de vários outros elementos como os elementos terras raras.

Visando todas as informações, este trabalho busca a realização de um estudo da paragénese mineral associada aos processos de alteração hidrotermal na região da Mina Dourada utilizando ferramentas petrográfica como a Difractometria de Raios-X e a Microscopia Eletrônica de Varredura. Os materiais utilizados para os estudos são oriundos do mapeamento geológico de detalhe na escala de 1:500 realizado na área de estudo.

Os resultados obtidos com estas ferramentas petrográficas permitiram reconhecer minerais e suas respectivas fases, correlacionando a formação de diferentes minerais com o ambiente hidrotermal. Desta forma foi identificado uma possível zona de alteração potássica circundada por uma zona de alteração argílica avançada na região da Mina Dourada, sendo este resultado embasado pela presença marcante de vários minerais índices.

Por fim, foi elaborado um mapa prospectivo das zonas de alteração hidrotermal para a região leste do Complexo Intrusivo Lavras do Sul utilizando trabalhos consagrados das Minas Cerro Rico e Volta Grande e os resultados deste trabalho na Mina Dourada.

1.1 Contexto Histórico da Mineração em Lavras do Sul

O Distrito Aurífero de Lavras do Sul tem atraído a atenção de pesquisadores e mineradores principalmente pelas suas ocorrências minerais, como ouro, cobre, zinco e estanho. O registro mais antigo é de Carvalho (1932), o qual relata que ao fim do século XVIII algumas famílias oriundas das ilhas Canárias iniciaram as atividades mineiras na região de Lavras do Sul, tendo como principal objetivo a extração de ouro por bateia. Mas a ocupação da área se deu quando mineiros, juntamente com os portugueses, guerrilhavam contra os espanhóis para evitar a tomada de suas terras. Assim, para a sua proteção nos campos de batalhas escavaram trincheiras e poços durante a guerra, o que propiciou a descoberta de ouro na região de Lavras do Sul e proximidades.

Com a descoberta de ouro foram fundadas no final do século XVIII várias companhias voltadas à extração mineral. Somente em 1902 uma companhia Belga investiu fortemente em infraestrutura construindo uma represa, pilões, mesas concentradoras e tanques de cianetação. Esta empresa encerrou suas atividades em 1909 sem maiores explicações. (TEIXEIRA & LEINZ; 1942).

Carvalho (1932) e Teixeira & Leinz (1942) relatam uma sucessão de altos e baixos na história da exploração mineral em Lavras do Sul até a década de 40. Isto teria acontecido principalmente pela grande oscilação do preço do ouro e da falta de conhecimento da geologia local, o que teria levado a grandes falhas nas estimativas de reservas minerais, ocasionando grandes prejuízos às companhias.

A partir da década de 40 até os dias atuais, a exploração mineral na região de Lavras do Sul continuou instável. Várias empresas visaram a pesquisa mineral na região como a Companhia Rio-grandense de Mineração (CRM), não obtendo sucesso na extração de ouro das rochas extrusivas que compõem a região, encerrando suas atividades em meados da década de 80. Com a paralização da CRM, a Companhia Brasileira do Cobre (CBC) iniciou os trabalhos de pesquisa mineral concentrados no Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS) (GASTAL & LAFON, 1998), executando campanhas de prospecção, também não obtendo sucesso.

Com o abandono da pesquisa mineral da CBC, empresas como a *Amarillo Gold*, *RTZ* e *lamgold* começaram a atuar em Lavras com pesquisa e exploração, principalmente na prospecção de ouro em filões do CILS. A *Amarillo Gold* foi a única

empresa a investir em pesquisas minerais na Mina Dourada, executando furos e trincheiras em toda a sua delimitação, mas por questões econômicas o programa de pesquisa foi arquivado.

1.2 Justificativa

O Complexo Intrusivo Lavras do Sul é um domínio que desperta grande interesse não só pela complexibilidade geológica, mas também pela presença de mineralizações (Au e Cu). Estas mineralizações ocorrem predominantemente associadas a veios de quartzo que variam de poucos centímetros a metros de espessura, distribuídas em forma de *stockworks* (KAUL & ZIR F°, 1974).

Como tema deste trabalho foi escolhido o alvo Dourada, sendo considerada uma mina “tipo” para desenvolver um estudo detalhado destas mineralizações. Estudo que buscou correlacionar os resultados deste trabalho com trabalhos de outros autores (mapeamento, geologia, geofísica, geoquímica, etc.) em alvos diferentes e identificar o tipo de alteração hidrotermal no contato leste do Complexo Intrusivo Lavras do Sul com as rochas vulcânicas da Formação Hilário (NARDI & LIMA, 1998).

A realização deste trabalho possibilitou um melhor entendimento destes depósitos, direcionando a prospecção mineral na área, pois há gastos assoberbados com furos de sondagens pelas empresas locais. Estes gastos são justificados, pois empresas não possuem um guia para a locação de sondagens, inviabilizando projetos mineiros na região (como o caso da própria mina Dourada, mina Cerro Rico, bloco Butiá, entre outros).

Para que fosse possível a realização deste trabalho contou-se com o apoio da empresa *Amarillo Gold Corporation*, que disponibilizou dados geoquímicos, geofísicos e espaço físico para este trabalho. Também há a parceria do projeto vinculado ao CNPq “REDE INTERINSTITUCIONAL PARA CONSOLIDAÇÃO DA PESQUISA EM TERRAS RARAS NA REGIÃO CENTRAL DO ESTADO DO RIO GRANDE DO SUL”; que é coordenado pelo professor Dr. Marcelo Barcelos (Universidade Federal de Santa Maria) e pela professora Dr.^a Delia Del Pilar Montecinos de Almeida (Universidade Federal do Pampa), sendo que o orçamento do projeto supriu todas as despesas referentes às diárias de campo, preparação de

lâminas delgadas, estudos no Microscópio Eletrônico de Varredura e de Difração de Raios-X.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivos Gerais

Como objetivos gerais deste trabalho tem-se a elaboração de um mapeamento geológico de detalhe (1:500) da Mina Dourada, destacando estruturas como veios, trincheiras e contatos litológicos. Também objetiva-se identificar a ação de processos de alteração hidrotermal possibilitando a caracterização qualitativa de zonas de alteração para a área de estudo, além de verificar quantidades anômalas de elementos com um possível viés econômico.

1.3.2 Objetivos Específicos

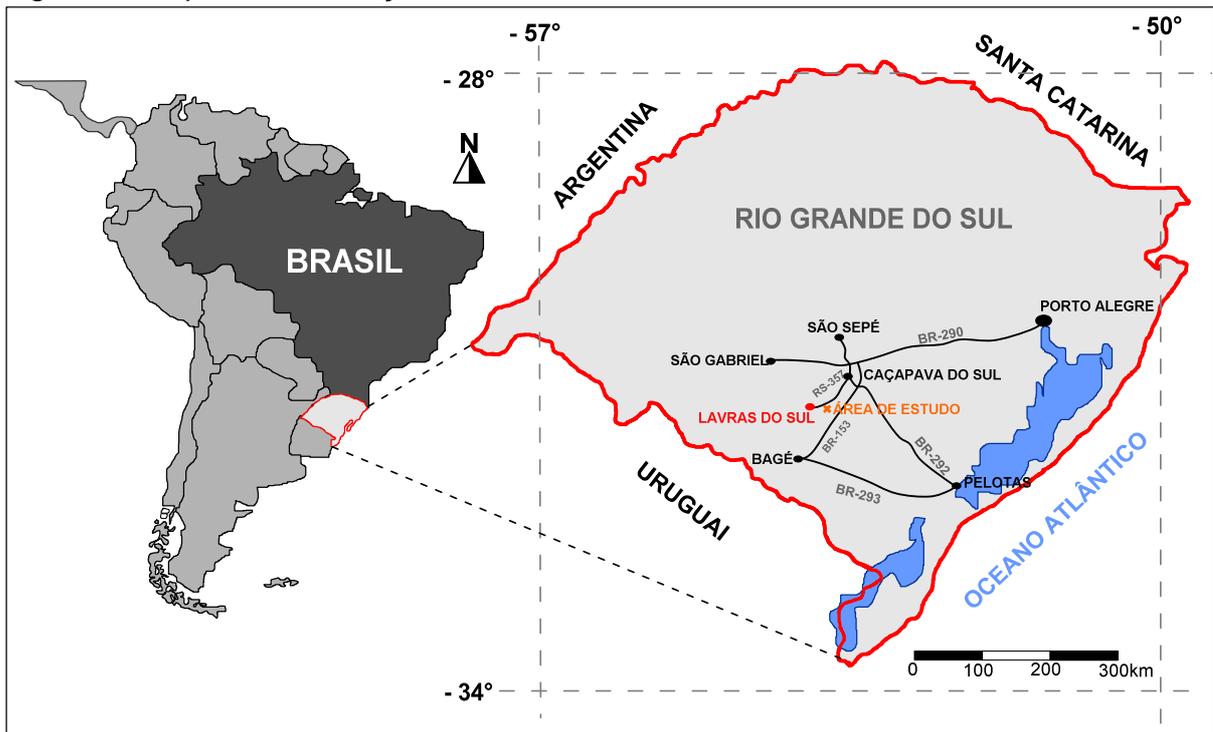
- Correlação dos resultados obtidos neste trabalho com resultados de outros trabalhos em outras regiões de Lavras do Sul;
- Construção de um modelo de depósito “tipo” para a área de estudo em forma de um guia prospectivo de zonas de alteração hidrotermal.

1.4 Localização e Vias de Acesso

A área de estudo está localizada no município de Lavras do Sul, situada na região sudoeste do estado do Rio Grande do Sul (Figura 1). O município de Lavras do Sul é limitado a leste por Caçapava do Sul, a oeste por São Gabriel e a norte por São Sepé. Distancia-se cerca de 330 km de Porto Alegre, tendo acesso pela BR-290 no sentido oeste, até o entroncamento com a BR-392, que seguindo ao sul chega-se a cidade de Caçapava do Sul, prolonga-se pela RS-357 com sentido sudoeste, percorrendo 60 km chegando a Lavras do Sul.

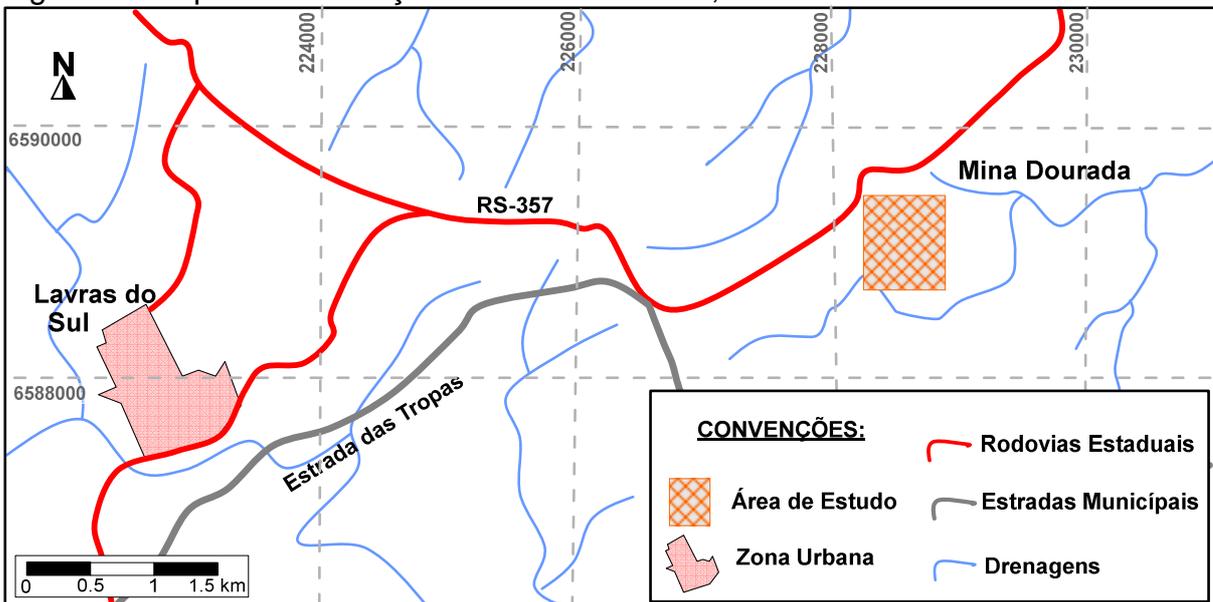
A área de estudo está inserida na folha de Lavras do Sul (SH-Y-A-IV-3MI), entre as coordenadas planas (UTM) 22J 6589100 – 6589600m N; 228200- 228500m E; localizada a 8 km do centro da cidade de Lavras do Sul (seguindo a RS-357). Possui aproximadamente 1440 km² conforme os limites reconhecidos junto ao DNPM. A localização da Mina Dourada pode ser vista na figura 2.

Figura 1- Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Adaptado do mapa político do estado do Rio Grande do Sul –RS.

Figura 2 - Mapa de localização da área de estudo, Lavras do Sul-RS.



Fonte: Adaptado da Carta do Exército – Lavras do Sul.

1.5 Aspectos Fisiográficos

A região de Lavras do Sul é caracterizada por possuir um clima temperado, apresenta o mês mais quente em janeiro com temperatura média superior a 24°C, enquanto julho é o mês mais frio, com temperaturas em média de 13°C.

Existem duas unidades geomorfológicas distintas nas proximidades da área de estudo. A primeira refere-se ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul, representado por um relevo em colinas com altitudes médias de 350 metros. A segunda unidade consiste no domínio das rochas vulcânicas da Formação Hilário, com relevo abrupto e vertentes íngremes e altitudes médias de 230m.

As vegetações predominantes na região de Lavras do Sul são gramíneas e árvores arbustivas que possuem maior densidade e porte nas proximidades das drenagens. A cobertura do solo é quase inexistente, mas quando observado fica na ordem de 10 a 40 cm. Os solos são classificados como neossolos em regiões próximas ao Complexo Intrusivo Lavra do Sul, e como solos argilosos a solos arenosos próximo ao domínio das rochas vulcânicas da Formação Hilário.

2 ESTADO DA ARTE

Neste capítulo será detalhado o que são processos hidrotermais associados às mineralizações metálicas, qual a sua importância e quais são os modelos de depósitos, além de ressaltar os principais estudos referentes à determinação destes processos na área de estudo que serão utilizados como referência na execução deste trabalho.

2.1 Mineralizações Metálicas

Os depósitos associados a mineralizações metálicas em geral se concentram na parte superior da crosta e normalmente estão associados a soluções sólidas em sulfetos (fluidos hidrotermais).

O transporte de metais pelos fluidos hidrotermais ocorrem com a participação de íons complexos, que podem ser sulfetados ou cloretados. Estes íons tem a capacidade de transportar grandes quantidades de metais, assim quando o fluido perde H₂S o pH aumenta e a atividade de HS diminui fazendo com que o metal transportado se precipite para que a solução entre em equilíbrio químico (PIRAJNO, 1992).

2.2 Hidrotermalismo

O sistema hidrotermal se desenvolve através de plumas hidrotermais, geradas por intrusões ígneas alojadas na litosfera que liberam água e voláteis e, juntamente com a água proveniente da rocha encaixante, formam um fluido quente que irá definir as dimensões desta pluma hidrotermal. Este fluido, chamado de solução hidrotermal, refere-se a todos os tipos de águas quentes da sub superfície da Terra, com temperaturas maiores que 5°C que o meio em que se encontram, não considerando o gradiente geotérmico do local (BIONDI, 2003).

As soluções hidrotermais são compostas predominantemente por água acompanhada em menores proporções de CO₂, H₂S e S, de ânions e complexos aniônicos e em menores proporções (CO, HCl, HF, H₂, N, Cl, F, B, CH₄ e N₂), cloretos (de Na, K, Mg e Ca), metais, fluoretos, arsenetos, turetatos e SO₂. Os elementos que se encontram dissolvidos ocorrem originalmente na fonte dos fluidos

ou vão se adicionando durante a lixiviação dos minerais que compõem a rocha encaixante. (BONGIOLO, 2008).

O hidrotermalismo é controlado por diversos fatores, como a temperatura e pressão do meio, composição mineralógica da rocha encaixante, composição dos fluidos e tempo de circulação. Evidentemente, para que se formem depósitos minerais é necessário a combinação de fatores envolvendo a lixiviação de metais e seu transporte juntamente com mudanças físico-químicas capazes de produzir a cristalização do minério dissolvido.

2.3 Depósitos associados a processos hidrotermais

A classificação dos depósitos hidrotermais de minerais metálicos envolve critérios genéticos e descritivos com diversas classificações propostas por vários autores. Autores como Hedenquist & Lowenstern (1994), Sillitoe (1996) e Skinner (1997) foram os primeiros a estudarem e definirem os diferentes grupos de depósitos hidrotermais que serão apresentados a seguir na tabela 1.

Tabela 1 - Tipos de depósitos minerais associados ao magmatismo. A salinidade (cloreto de Na e K) dos fluidos nestes ambientes varia de hipersalinos (>50 wt%), salinidade moderada (10-20 wt%), baixa salinidade (<5 wt%) e muito baixa (0,2-0,5 wt%).

Tipo de Depósito	Relação com o Magma	T e P	Fluido	Metais Associados	Exemplo análogos
Pórfiro	Adjacente ou contido na Intrusão	600 a 300°C 2 a 5 km	Hipersalinos e vapores imiscíveis	Cu±Mo±Au, Mo, W ou Sn	Corpos Magmáticos rasos sob estratovulcão
Epitermal (alta sulfetação)	Acima da Intrusão	< 300°C Próximo a superfície a > 1,5 km	Salinidade baixa a moderada, condensado ácido precoce	Au-Cu Ag-Pb	Fumarolas de alta temperatura e fontes ácidas próximas a condutos vulcânicos

Epitermal (baixa sulfetação)	Distante (?) da fonte de calor magmática	150 a 300°C Próximo à 1-2 km	Salinidade muito baixa, rica em gás e pH neutro	Au (Ag, Pb- Zn)	Sistemas geotermiais com fontes quentes de pH neutro, poços de lama.
			Salinidade Moderada	Ag-Pb-Zn (Au)	Salmoras efêmeras (?)
Orogênicos	Magmas supracrustais	220° a 600°C > 2 km	Baixa Salinidade	Au – Ag ±As,±Sb,±W	Grandes veios, <i>Stratabound</i> e <i>Stockworks</i>

Fonte: Extraída e modificada de Hedenquist & Lowenstern (1994).

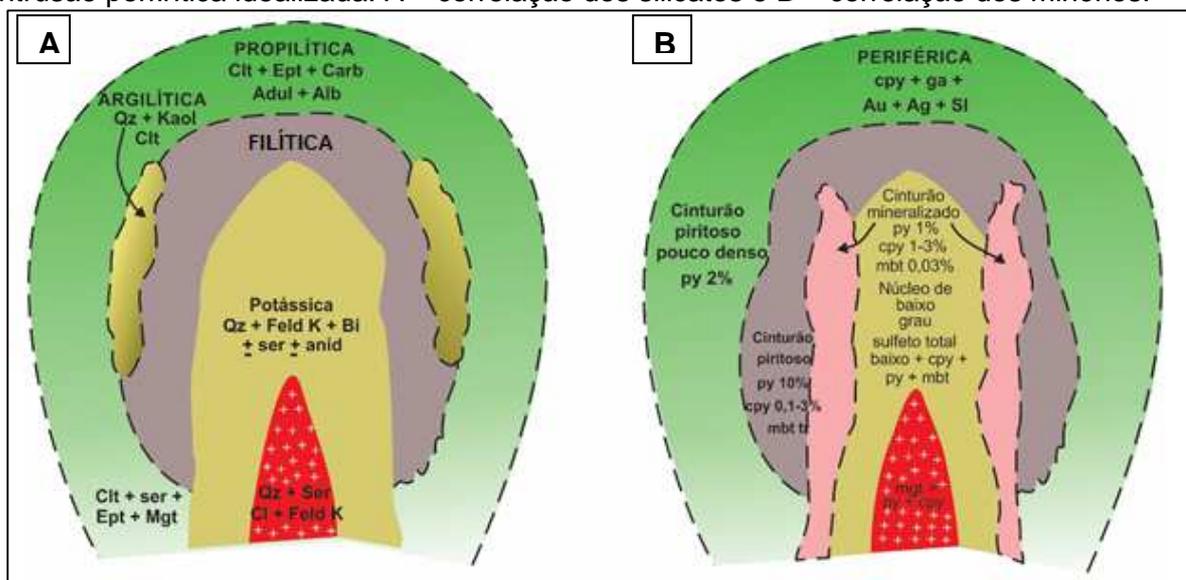
2.3.1 Pórfiros

Os autores Sillitoe (1996) e Hedenquist (1997) foram os primeiros autores a pesquisarem e sumarizarem os depósitos tipo Pórfiro. Os depósitos Pórfiros são predominantemente formados pela associação de rochas ígneas intrusivas com textura porfirítica e mineralizações em maiores teores de Cu e Au e em menores teores de elementos como o Mo, W e Sn, podendo ou não ocorrer no mesmo depósito.

Depósitos do tipo Pórfiro são constituídos tipicamente de sulfetos disseminados e em vênulas localizados próximos ou mesmo contido nas intrusões porfiríticas de composição félsica a intermediária, em profundidades médias de 2 a 5 quilômetros. Para que se formem depósitos do tipo Pórfiro é necessário a presença de fluidos hidrotermais hipersalinos com temperaturas elevadas (500-600°C).

As associações minerais nos depósitos tipo Pórfiro são formadas à medida que os fluidos oriundos do plutonismo, que são portadores dos elementos metálicos, migram para fora da intrusão, resfriam e reagem com as rochas adjacentes. Esta configuração pode ser caracterizada como zonas de alteração (Figura 3) (SILLITOE,1996).

Figura 3 - Esquema da distribuição espacial das alterações hidrotermais em torno de uma intrusão porfírica idealizada. A – correlação dos silicatos e B – correlação dos minérios.



Fonte: Extraído e modificado de Biondi (2003).

i- Zona de alteração Ca-Na Silicática: composta pela paragênese mineral de anfibólios calco-sódicos (actinolita, hornblenda actinolítica ou hornblenda), plagioclásio (albita ou oligoclásio) e magnetita. Esta associação mineral pode ocorrer como substituição da rocha portadora, quanto em vênulas. O importante a ressaltar desta zona de alteração é que quando ela ocorre subordinada a zona de alteração potássica, se torna uma região preferencial para a ocorrência de mineralizações de ouro e cobre.

ii- Zona de alteração Potássica: Sua associação mineral é caracterizada pela presença de biotita e flogopita (vênulas ou como substituição de outros minerais), feldspato potássico, magnetita e anidrita. Podem ocorrer esporadicamente sulfetos em vênulas como a calcopirita, pirita, molibdenita, ± bornita, concomitantemente com veios de quartzo em forma de *stockworks*. Este tipo de zona de alteração ocorre predominantemente em todos os depósitos do tipo Pórfiros rico em ouro.

iii- Zona de alteração Filítica: Esta zona de alteração é reconhecida pela associação mineralógica de quartzo-sericita-pirita. A pirita ocorre como sulfeto principal, que pode estar acompanhada de calcopirita na forma de veios (± quartzo) ou mesmo na forma disseminada.

iv- Zona de alteração Argílica Intermediária: Possui assembleia de alteração composta por muscovita (ou sericita), clorita, calcita, illita e esmectita. Normalmente apresenta coloração em superfície da rocha encaixante verde musgo a verde claro, isso devido à quantidade variável de sulfetos (pirita, \pm calcopirita) e óxidos (hematita especular, magnetita).

v- Zona de alteração Argílica Avançada: A assembleia mineral comum é composta de quartzo (comumente na forma de tridimita e/ou calcedônia), alunita, pirofilita e caolinita. Barita ocorre normalmente acompanhando esta zona de alteração em formas de veios de estágio final. Pirita pode ocorrer em agregados de marcassita, acompanhados de quartzo-alunita.

vi- Zona de alteração Propílica: Constitui os halos mais externos dos Pórfiros, sua paragénese é caracterizada pela presença de clorita, epidoto e calcita. Ocorrem veios e vênulas de sulfetos (pirita, calcopirita, esfarelita e galena) associados a quartzo (\pm carbonatos).

Exemplos de depósito do tipo Pórfiro podem ser citados o depósito *Oyu Tolgoi* na Mongólia e o depósito Cu-Au Chapada, no Arco Magmático Goiás.

2.3.2 Epitermais

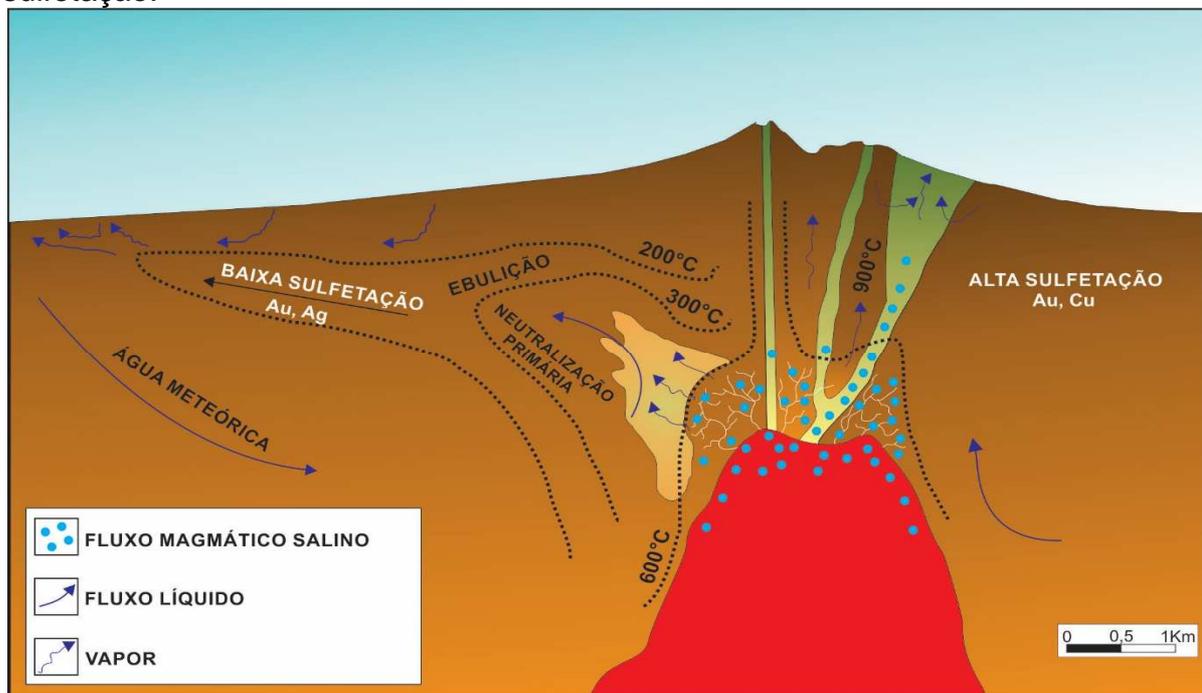
Os depósitos Epitermais são formados através de soluções hidrotermais de temperaturas e profundidades relativamente rasas (temperatura inferior a 300°C e localizados até 2 quilômetros da superfície). De acordo com Hedenquist (1997) estes depósitos podem ser divididos em dois tipos principais em função da associação mineralógica, a qual é oriunda da composição química dos diferentes fluidos hidrotermais que interagem no sistema (Figura 4).

i- Alta Sulfetação: representado pela presença de sulfetos de alta sulfetação (enargita e luzonita). Forma-se a partir de fluidos ácidos e oxidados, estando diretamente ligados a zonas adjacentes ao magmatismo. Estes depósitos normalmente estão correlacionados com zonas mais superficiais aos depósitos do tipo Cu-Au-Pórfiro.

ii- Baixa Sulfetação: é conhecido como o depósito epitermal clássico que se origina a partir de fluidos reduzidos com pH quase neutro (similar a sistemas geotermiais) em uma posição mais distal ao magmatismo. É caracterizado pela

presença de minerais de alteração como a adularia e sericita. Também ocorrem pirita, esfarelita, calcopirita e minerais de baixa sulfetação associados a estes depósitos.

Figura 4- Representação esquemática dos depósitos Epitermais de alta e baixa sulfetação.



Fonte: Extraído e modificado de Hedenquist (1997).

Os principais depósitos Epitermais de alta sulfetação do mundo são o *El Índio* no Chile, *Chelopech* na Bulgária e *Lepanto* nas Filipinas. Já representantes dos depósitos de baixa sulfetação podem ser encontrados em *Publo Viero* na República Dominicana.

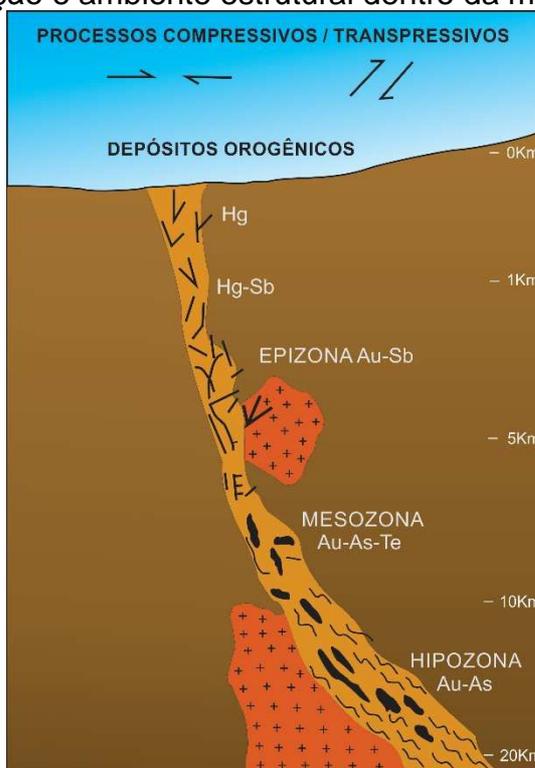
2.3.3 Orogênicos

O termo depósito Orogênico foi definido por Groves *et al.* (1998) como forma de substituir a classe generalista dos depósitos mesotermiais. Os depósitos Orogênicos são constituídos por mineralizações de Au em veios de quartzo, comumente associados a rochas metamórficas de graus variados, associadas a orógenos acrescionais e colisionais de idades variadas (desde o Arqueano até o Terciário). Levando em consideração a profundidade de formação, eles podem ser classificados em depósitos epizonais (< 6 km), mesonais (6-12 km) e hipozonais (>12 km) (Figura 5).

As associações de alteração mineralógicas dos depósitos Orogênicos ocorrem predominantemente na fácies xisto verde e incluem a seguinte paragênese – carbonato, sulfeto, ± mica branca, ± clorita, que estão relacionados a fluidos de baixa salinidade e ricos em CO₂ (GROVES *et al.*,1998).

Os principais depósitos Orogênicos estão distribuídos em regiões de *greenstone belts*, como exemplo o Cráton de *Yilgarn*, que possui recursos de mais de 100 toneladas de ouro.

Figura 5 - Ambiente crustal de depósitos de ouro hidrotermal em termos de profundidade de formação e ambiente estrutural dentro da margem convergente.



FONTE: Extraído e modificado de Groves *et al.* (1998).

2.4 Revisão Bibliográfica

Desde o século XVIII quando foi descoberto a presença de mineralizações em Lavras do Sul, vários trabalhos foram realizados com intuito de detalhar e caracterizar a gênese destes depósitos. Foram utilizados diversos métodos de estudos que partem desde um mapeamento geológico de detalhe, análise estrutural, análise geoquímica, geofísica de prospecção e métodos de datação.

O primeiro estudo importante sobre jazidas auríferas em Lavras do Sul foi de Carvalho (1932), o qual constatou que os campos auríferos ocorrem tanto sobre o granito como nas rochas vulcânicas adjacentes ao leste da cidade (Formação

Hilário). Carvalho (1932) considerava que o preenchimento dos veios de quartzo era proveniente de um processo hidrotermal e que as direções preferenciais destes veios eram N50°W. Desta forma, o mesmo autor apresentou os primeiros dados em relação aos teores de ouro nos filões de diferentes áreas de Lavras do Sul. Esses teores oscilavam de 5 - 40 g/ton.

Posteriormente, Teixeira & Leinz (1942) apresentaram um trabalho baseado na descrição completa da geologia local e das estruturas mineralizadas hidrotermais e aproveitaram a atividade mineira na região e mais alguns furos de sondagens para cubarem as reservas de lavras em \approx 400.000 t de minérios com teores oscilando de 2 - 4 g/ton.

Em 1961, Goñi apresentou um trabalho com enfoque nos aspectos metalogenéticos, com utilização de análise detalhada ao microscópio óptico das rochas do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (CILS). Com este estudo ele propôs que a origem do CILS teria sido através de uma “granitização” dos sedimentos encaixantes por processos metassomáticos. Este trabalho foi a primeira contribuição para o entendimento da ordem de deposição dos minerais hidrotermais.

Após Goñi (1961) propor uma ordem dos processos hidrotermais, despertou o interesse de vários autores em estudos locais para tentar identificar sua paragênese mineral. Os primeiros foram Barbosa & Constantino (1961) que estudaram o minério de Cu na região de Volta Grande, e concluíram que nesta localidade havia uma contribuição do granito para a mineralização contida nas rochas andesíticas locais da Formação Hilário.

Kaul & Zir F° (1974) apresentaram um detalhado estudo estrutural/tectônico para o CILS e demonstraram que esforços compressivos de direção predominante EW atuaram sobre as rochas hospedeiras de minério. Estes esforços compressivos, segundo os autores, geraram “falhas de tensão” onde estariam localizados as estruturas mineralizadas e os filões auríferos.

Em 1980 o geólogo J.L. Reischl comparou o potencial econômico do Bloco Butiá, focando nos granitos centrais e de borda do CILS, e distinguiu que o pertita granito e o sienogranito de borda seriam pós-tectônicos com as mineralizações predominantemente contidas em estruturas lenticulares e filoneanas. Consequentemente, concretizou que as mineralizações estavam diretamente ligadas ao evento magmático responsável pela intrusão do sienogranito da borda do CILS.

Nardi & Lima em 1998 juntaram os dados de suas pesquisas na região de Lavras do Sul e propuseram uma origem magmática para as mineralizações de Lavras do Sul, que estariam associadas a fusão parcial e lixiviação de rochas do tipo *greenstone belts*, aflorantes na região oeste do Escudo Sul-rio-grandense.

Por fim, um dos últimos pesquisadores a estudar as mineralizações do CILS foi Mexias, que publicou seu trabalho de maior impacto científico em 2000, que propôs que a intrusão granítica do CILS teria funcionado como agente para a manutenção térmica de um sistema hidrotermal, sendo responsável pela remobilização e concentração de metais, produzindo os depósitos de minério de Lavras do Sul.

Mexias (2000) concretizou que pelos padrões de zonação e diferenciação das zonas de alteração, os depósitos do Distrito Aurífero de Lavras do Sul se assemelham ao que se observa nos depósitos do tipo Cu-Au-Pórfiros. Estas ideias são as mais aceitas no meio científico atualmente, mas ainda faltam embasamento e estudos detalhados de outros alvos da região de Lavras, já que o modelo de Mexias (2000) foi proposto a partir de estudos do alvo Volta Grande.

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

Neste Capítulo serão apresentados os domínios geológicos que englobam a região de estudo, além de ilustrar os processos evolutivos e hidrotermais que contribuíram para a complexidade geológica e propiciaram a formação de zonas mineralizadas no município de Lavras do Sul.

3.1 Geologia

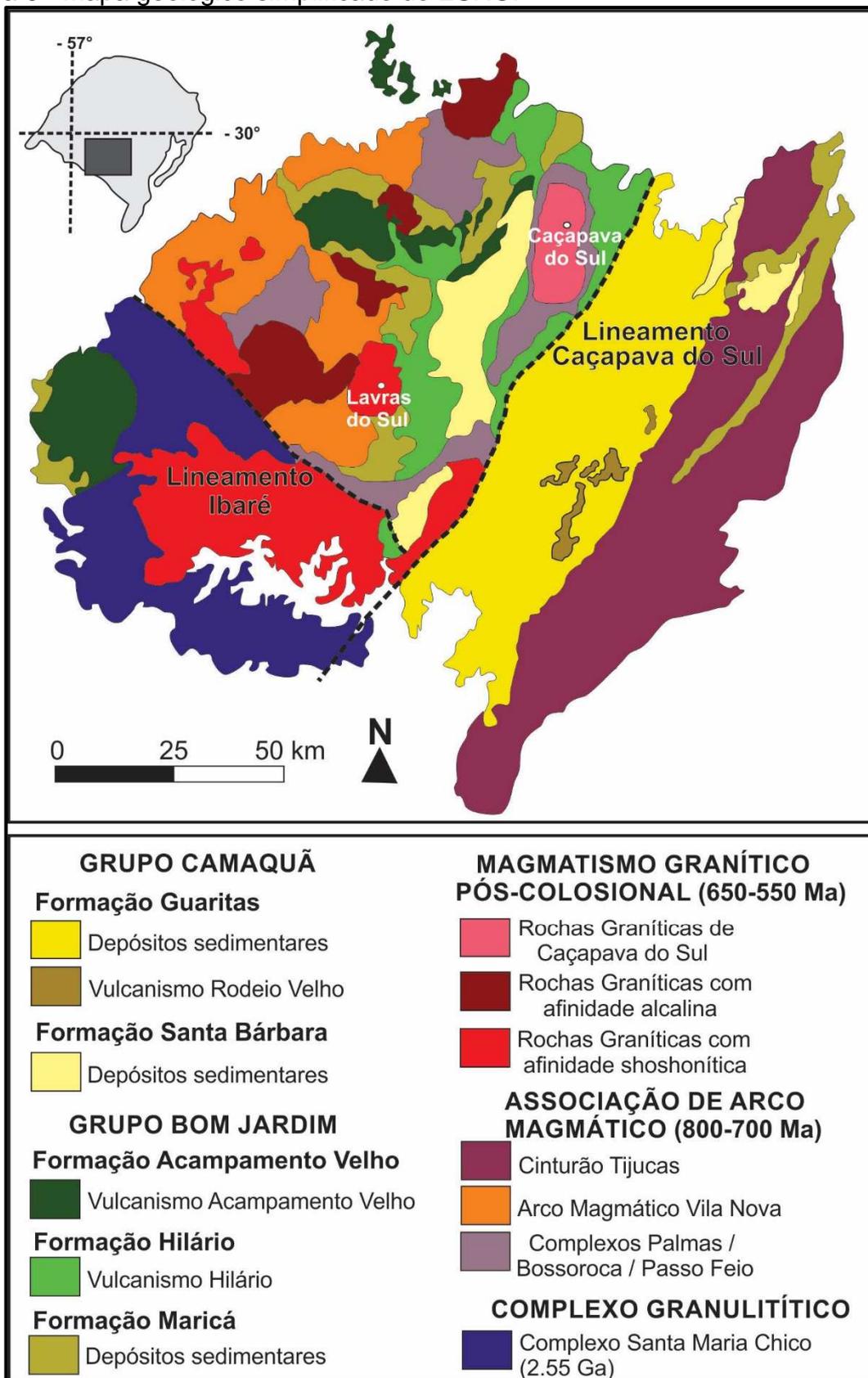
Lavras do Sul há tempos vem atraindo a atenção de pesquisadores e mineradores, não só pelas suas ocorrências auríferas, mas também pela grande complexibilidade litológica, que estimula a geração de vários trabalhos focados na área. Entre os principais trabalhos desenvolvidos pode-se citar Carvalho (1932), Teixeira & Leinz (1942), Goñi (1961), Ribeiro *et al.* (1966), Kaul & Zir Filho (1974), Nardi (1984), Nardi & Lima (1985, 1998), Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989), Mexias (1990, 2000), Mexias *et al.* (1990a, 1990b e 1993), Gastal (1997), Gastal & Lafon (1998), entre outros.

A região de Lavras do Sul está inserida na porção central da feição geomorfológica Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) que, segundo Chemale Jr. (2000), é composto pelas unidades geotectônicas: Bloco Taquarembó, Cinturão Vila Nova, Cinturão Tijucas e o Cinturão Dom Feliciano.

O Cinturão Vila Nova é formado por processos de acreção dos arcos magmáticos juvenis formados na borda do Cráton Rio de La Plata nos estágios iniciais do Ciclo Brasileiro, com a associação de processos vulcânicos e sedimentares. O Cinturão Vila Nova é dividido em duas unidades petrotectônicas sendo elas: o Terreno Metamórfico de Acreção Palma e a Associação Plutono Vulcano-Sedimentar Seival.

Localmente o Cinturão Vila Nova é limitado a norte/oeste pela cobertura sedimentar da bacia do Paraná, a leste pelo lineamento de Caçapava e a sul pelo Lineamento Ibaré, como pode ser observado na Figura 6.

Figura 6 - Mapa geológico simplificado do ESRG.



Fonte: Modificado de Paim *et al.* (2000).

3.1.1 Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar

A Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar Seival (APVSS) consiste em rochas siliciclásticas, vulcânicas básicas a intermediárias e intrusões graníticas que foram geradas nos estágios tardi a pós-orogênicos em relação ao Evento Dom Feliciano/Brasiliano (600 -500 Ma). Esta APVSS está associada a Bacia do Camaquã, considerada uma bacia do tipo *strike-slip* formada nos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasiliano/Pan-Africano. Possui vários episódios magmáticos no Neoproterozoico-Ordoviciano, que ocorrem intercalados às rochas sedimentares (PAIM, 2000).

A Bacia do Camaquã é dividida em cinco grandes unidades: Maricá (depósitos marinhos e fluviais e alguns vulcanitos), Bom Jardim (vulcanitos máficos e félsicos e sedimentos continentais), Acampamento Velho (vulcanicas bimodais de afinidade alcalina), Santa Bárbara (pelitos, arenitos, arcósios e conglomerados) e Guaritas (sedimentares aluviais e eólicas). Estas unidades limitam-se por discordâncias angulares ou erosivas de escala regional (PAIM, 2000).

O primeiro ciclo vulcânico da associação plutono-vulcano-sedimentar Seival é referente a Formação Hilário, que é pertencente ao Grupo Bom Jardim. A formação Hilário tem idades entre 592 Ma segundo Chemale Jr. *et al.* (2000) em andesito e $591,8 \pm 13$ Ma obtidos em lamprófiro por Almeida *et al.* (2012). Este vulcanismo tem composição basáltica a andesítica e compreende derrames, tufos e brechas. Observa-se na tabela 02 as idades, os métodos utilizados para a sua obtenção e as referências.

O segundo ciclo é designado de Acampamento Velho, um vulcanismo de afinidade moderadamente alcalina-sódica, com predominância de composições ácidas (estágios finais de cristalização do magma) com idades de 552 ± 5.4 Ma para a base basáltica (ALMEIDA *et al.*, 2012) e 549.3 ± 5 Ma em riolitos do topo da sequência vulcânica (SOMMER *et al.*, 2005).

E por fim, os registros litológicos pertencentes ao Rodeio Velho (Guaritas) representam o último ciclo vulcânico da Bacia do Camaquã de idade de 547 ± 6.3 Ma (ALMEIDA *et al.*, 2012) que possuem composição básica alcalina, posicionado em ambiente extensional com os derrames por vezes interagindo com sedimentos inconsolidados gerando peperitos reconhecidos por Almeida *et al.* (1996). Pode-se mencionar a idade de 535 ± 10 Ma obtida por Hartmann (2008) em arenitos da

Formação Varzinha (Grupo Guaritas), o que seria o limite superior do evento Rodeio Velho.

As intrusões tardi a pós-orogênicas referentes a APVSS ocorreram por volta de 650 – 540 Ma, envolvendo principalmente a formação da Suíte Granítica Caçapava do Sul e do Complexo Granítico Lavras (CGL) (REMUS *et al.*, 2000). Definido primeiramente por Nardi (1984), o CGL compreende um complexo com núcleo granodiorítico de afinidade shoshonítica e uma borda a oeste e norte formada por sieno e pertita granitos de afinidade alcalina.

Gastal & Lafon (1998) redefiniram o CGL como Complexo Intrusivo de Lavras do Sul (CILS), o qual na borda norte periférica incluíram os monzodioritos, monzonitos porfiríticos e quartzo monzonitos. Os autores também reinterpretem as fácies descritas por Nardi (1984) e definiram duas fácies graníticas: (i) Alcalinas, constituídas por pertita granitos e sienogranito a quartzo sienitos, e (ii) Shoshoníticas, representadas por monzo e granodioritos, quartzo-monzonitos e monzogranitos porfiríticos.

Tabela 2 - Síntese das idades das rochas que compõe a Associação Plutono-Vulcano-Sedimentar Seival.

UNIDADE	K-Ar (Ma)	Rb-Sr (Ma)	U – Pb (Ma)	ROCHA	REFERENCIA
Fm. Maricá			601 ± 13	Arenito (Zircão detrítico)	Almeida <i>et al.</i> , 2012
Fm. Hilário	510 - 535			Andesito	Ribeiro & Teixeira, 1970
			580	Andesito	Remus <i>et al.</i> , 1999
			592	Andesito	Chemale Jr. <i>et al.</i> , 2000
			590 à 585	Andesito	Janikian <i>et al.</i> , 2008
			591.8 ± 3	Lamprófiro	Almeida <i>et al.</i> , 2012
Granito Caçapava			561 ± 6, 541 ± 11	Granito	Leite <i>et al.</i> , 1995
			565 ± 14	Granito	Remus <i>et al.</i> , 1997
			589 ± 5	Granito	Remus <i>et al.</i> , 2000

Granito Lavras			592 ± 5, 597 ± 5, 580 ± 7		Remus <i>et al.</i> , 2000
Acampamento Velho		529 ± 4			Soliani Jr., 2000
		545,1 ± 12,7		Riolito (derrame)	Almeida <i>et al.</i> , 1996, 2002
		546 ± 12,9		Riolito (dique)	Almeida <i>et al.</i> , 1996, 2002
			573 ± 18	Tufos	Chemale Jr., 2000
			549.3 ± 5	Riolito (derrame)	Sommer <i>et al.</i> , 2005
			550.2 ± 1.5	Diorito	Matté <i>et al.</i> , 2012
Rodeio Velho Guaritas			470 ± 19	Basalto	Hartmann <i>et al.</i> , 1998
			547 ± 6.3	Basalto	Almeida <i>et al.</i> , 2012
			535 ± 10	Arenitos (Zircão detrítico)	Hartmann <i>et al.</i> , 2008

Fonte: Extraído e modificado de Almeida *et al.* (2012).

3.1.1.1 Complexo Intrusivo Lavras do Sul

O Complexo Intrusivo Lavras do Sul apresenta uma sucessão de corpos intrusivos de forma alongada segundo a direção N-S com dimensões aproximadas de 11 por 17 km (Figura 7). Seus limites são definidos a sul pela sequência sedimentar da formação Maricá, a qual é caracterizada por conter estruturas rítmicas de arenitos arcossianos, siltitos e grauvacas. A oeste há o contato abrupto com o Granito Jaguarí e com as rochas gnáissicas e metagranitóides do Grupo Cambaí. A leste o CILS faz contato com o Alogrupo Bom Jardim, representado pelas rochas vulcanogênicas da Formação Hilário, sendo identificados tufos líticos, lúpili-tufos, aglomerados e brechas piroclástica intercalados com lavas de traquibasaltos e traquiandesitos e localmente depósitos epiclásticos e ignimbritos (NARDI & LIMA, 1985).

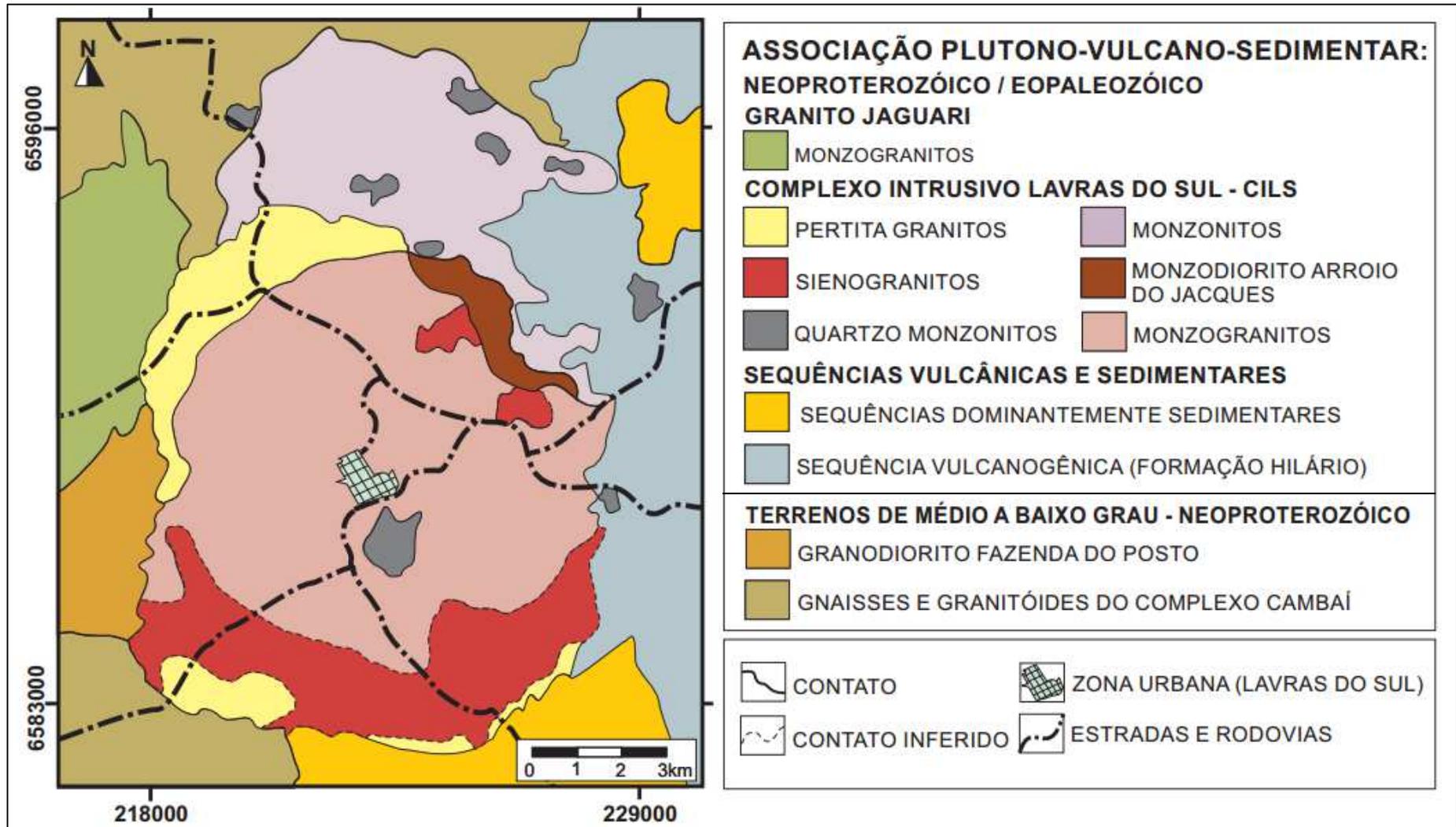
O complexo intrusivo Lavras do Sul é definido como uma sequência de corpos intrusivos com um núcleo monzogranítico a granodiorítico de afinidade shoshonítica. Este núcleo é envolvido por sienogranitos e pertita granitos de afinidade alcalina,

datado por Remus *et al.* (2000) com idade de 592 ± 5 Ma. Estas duas fácies litogeoquímicas são separadas por rochas graníticas transicionais. A porção central deste corpo possui textura predominantemente porfirítica, onde os megacristais de plagioclásio apresentam textura rapakivi e estão envolvidos por uma matriz de plagioclásio, anfibólio, biotita e quartzo. Os granitos pertíticos contrastam com os granitos do núcleo, apresentando textura predominantemente equigranular e pontualmente fanerítica média. Os granitos pertíticos estão distribuídos na parte noroeste e sul do CILS (LIMA, 1995).

Rochas monzoníticas ocorrem como pequenas intrusões isoladas circulares a elípticas na parte leste do CILS. Na porção norte sua presença é expressiva formando um grande corpo intrusivo semi-circular de caráter porfirítico, ocorrendo megacristais de ortoclásio, plagioclásio e biotita imersos em uma matriz feldspática fanerítica média a fina (GASTAL, 1997).

Lima (1995) propõe que a exposição do núcleo do CILS, de características epizonais, e das rochas hipoabissais monzoníticas de bordo deve ter resultado da erosão de parte de um antigo campo vulcânico parcialmente preservado a leste. Isso caracterizaria que o núcleo do complexo seria uma “zona de raiz” de atividade magmática. Também questões estruturais propostas por Strider *et al.* (1999) evidenciam diferentes processos magmáticos associados à formação, crescimento e ressurgência de uma câmara magmática epizonal e estratificada, em que a diversidade de tipos e de fácies petrográficas se deve a inclusão de magmas básicos e intermediários de séries cálcio-alcalinas, alcalinas e shoshoníticas reforçando a ideia de um paleo-sistema vulcanogênico para o CILS.

Figura 7 - Mapa geológico simplificado da região de Lavras do Sul - RS.



Fonte: Extraído e modificado de Nardi & Lima (1985).

3.2 Evolução geológica das mineralizações associadas ao Complexo Intrusivo Lavras do Sul

Bongiolo *et al.* (2008) sugeriram que a mineralização associada ao Complexo Intrusivo de Lavras do Sul foi afetada por um evento hidrotermal de multiestágios, determinado com estudos de argilominerais através de assembléias características de fácies de alteração filítica e argílica intermediárias.

A ocorrência de alteração de alta temperatura (alteração potássica ou veios de alta temperatura) e feições de alteração da rocha encaixante no contato entre o granito e as rochas vulcânicas podem indicar níveis rasos de um depósito pórfiro e epitermal (HEDENQUIST, 1997). Desta forma, Mexias (2000) propôs um modelo evolutivo em quatro etapas para a região de Lavras do Sul, sendo na seguinte ordem cronológica (Figura 8):

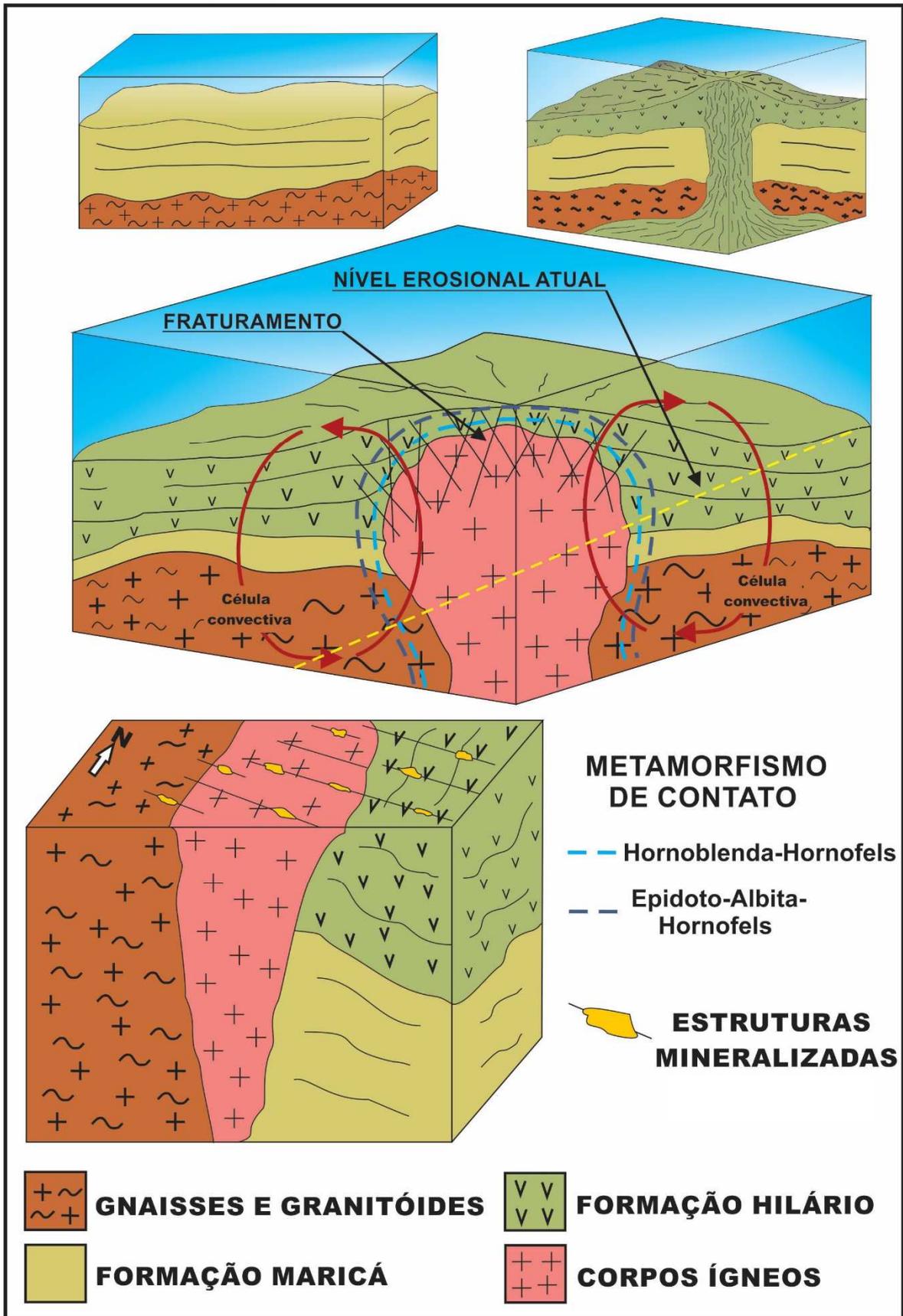
i- Deposição dos sedimentos correlatos a Formação Maricá sobre um embasamento constituído de gnaisses e metagranitoides, gerando depósitos aluviais, deltaicos e marinho rasos entre 620 e 592 Ma, em uma bacia de retroarco da orogênese brasileira.

ii- Ocorrência de uma instabilidade tectônica no Neoproterozóico, referentes ao último estágio da Orogenia Brasileira, que facilitou a ocorrência de processos vulcânicos, piroclásticos e epiclástico de filiação shoshonítica.

iii- Intrusão de um complexo de corpos ígneos de caráter plutônico e hipoabissal com filiação geoquímica shoshonítica, que geraram importante influência térmica sobre as rochas vulcanogênicas, com metamorfismo de contato atingindo até a fácies hornblenda-hornfels. É provável que posteriormente tenha havido um evento alcalino, porém os dados geocronológicos não são unânimes em indicar que o magmatismo alcalino foi mais recente que o shoshonítico.

iv- Mineralizações contidas em estruturas com direção preferencial N70-80W. O nível erosional da superfície atual é representado por uma seção inclinada com mergulho para SW e direção aproximada NW. As porções oeste e sudoeste podem representar a exposição de rochas formadas em maiores profundidades, mostrando níveis crustais diferentes ao longo da superfície aflorante da atual região.

Figura 8 - Modelo geológico evolutivo do CILS



Fonte: Extraído e modificado de Mexias (2000).

4 MÉTODOS

O emprego de técnicas é uma etapa importante para obter os resultados esperados e conseqüentemente alcançar o objetivo deste trabalho. Assim, este trabalho foi dividido em duas etapas principais, sendo a etapa I (pré-campo e campo) e etapa II (pós-campo).

4.1 Etapa I

Esta etapa de trabalho consistiu no estudo e revisão bibliográfica de trabalhos já realizados próximos à área de estudo, preparação de material de campo e realização da campanha de campo, detalhados a seguir:

4.1.1 Revisão Bibliográfica

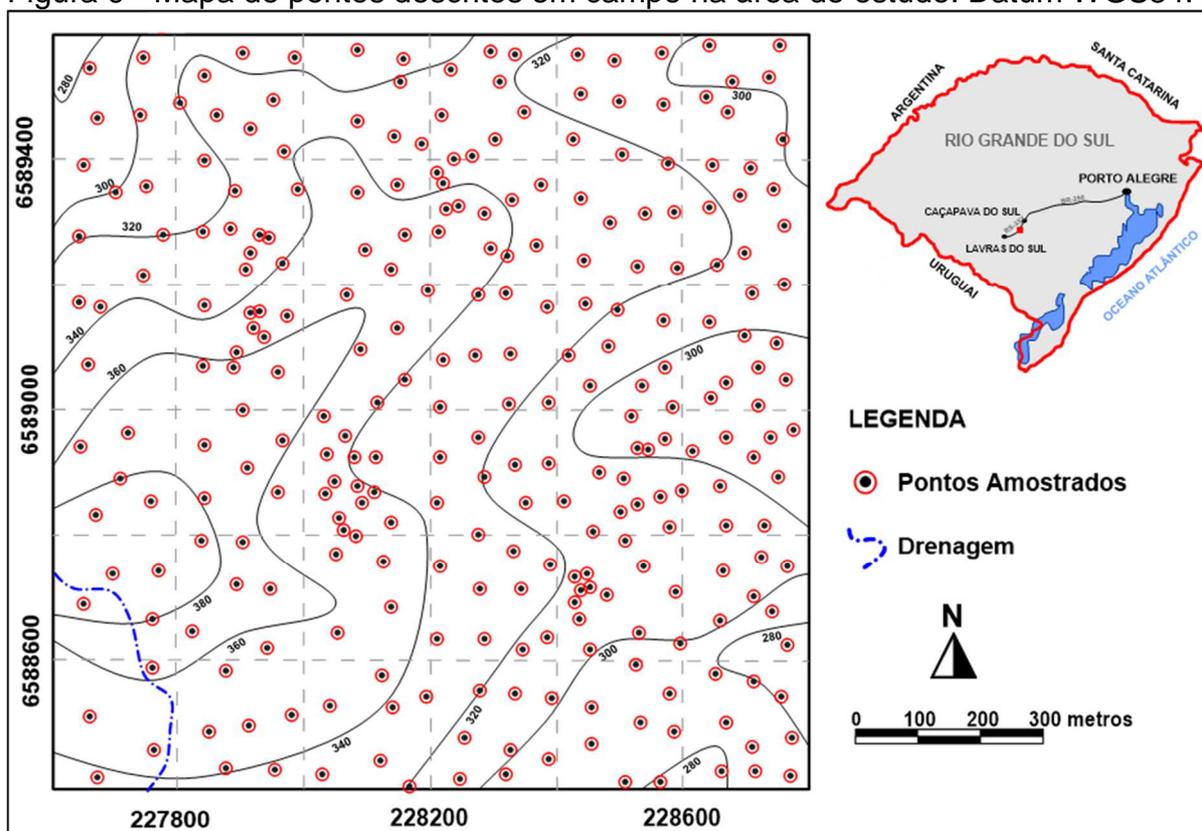
A revisão bibliográfica é a base que sustenta qualquer pesquisa científica, deste modo para este projeto buscou encontrar artigos, teses e capítulos de livros com enfoque em processos de alteração hidrotermal associados a mineralizações de ouro e de metais base. Além de artigos voltados a estudos hidrotermais em Lavras do Sul.

4.1.2 Trabalho de Campo

O trabalho de campo foi realizado com o objetivo de coletar amostras para estudos, tendo como finalidade a confecção de um mapa geológico de detalhe da região e posteriormente para a realização da etapa II. Como base para a realização desta etapa foi utilizado fotos aéreas, imagens de satélite e mapas base do projeto Mineropar-CPRM. Equipamentos como GPS, martelos, bússolas e lupa de mão também foram utilizados nesta etapa.

O trabalho de campo consistiu em uma amostragem de malha semirregular na escala de mapeamento de 1:500, cobrindo toda a área de estudo, que possui 1440 km² de área. A campanha de campo foi realizada em 15 dias alternados entre os meses de junho, julho e agosto. Foram registrados um total de 278 pontos descritos, como pode ser observado as localizações na Figura 09.

Figura 9 - Mapa de pontos descritos em campo na área de estudo. Datum WGS84.



Fonte: Autora.

A coleta e seleção das amostras para a realização de estudos de detalhe na etapa II foram realizadas dependendo da necessidade e variabilidade litológica da área. A organização e catalogação destas amostras selecionadas em campo foram baseadas na nomenclatura em que a empresa *Amarillo Gold* já utiliza, inicialmente a sigla MD (referente a Mina Dourada) e após o número do ponto coletado, como exemplo MD1, MD2, etc. Esta nomenclatura prosseguiu posteriormente nas etapas seguintes de pós-campo garantindo a melhor organização dos dados.

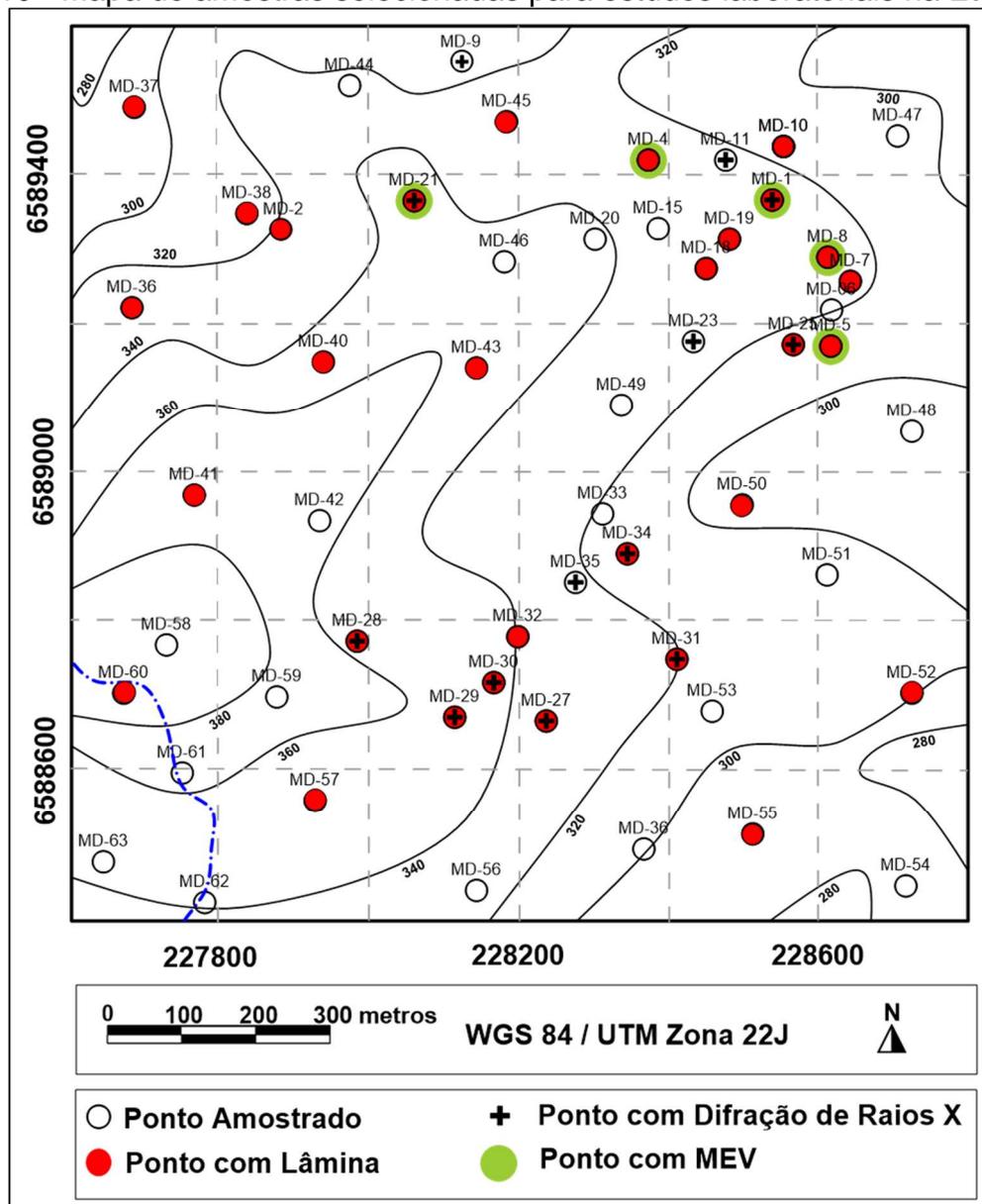
Foram selecionadas um total de 53 amostras para estudo em laboratório e destas amostras foram confeccionadas 36 lâminas delgadas para estudo. Em alguns pontos, pela grande alternância da ação dos processos hidrotermais foram confeccionadas mais lâminas. Estas lâminas foram nomeadas seguindo o padrão do ponto de origem seguido da sequência alfabética (exemplo MD1-a, MD1-b, etc.).

A partir destas amostras, além da confecção de lâminas delgadas para estudos de detalhe e em Microscopia Eletrônica de Varredura, foram preparadas

amostras em pó para a realização de estudos de Difração de Raios-X, totalizando um total de 20 análises.

A separação e escolha das amostras para análises de maior detalhe foram realizadas de acordo com a distribuição litológica e espacial, conforme pode-se observar no mapa de pontos (Figura 10) o qual identifica qual tipo de análise foi realizada para cada ponto, lembrando que em um ponto pode-se ter mais de uma amostra.

Figura 10 - Mapa de amostras selecionadas para estudos laboratoriais na Etapa II.



Fonte: Autora.

4.2 Etapa II

Os trabalhos desta etapa consistem no desenvolvimento das principais técnicas empregadas para alcançar os resultados desejados, utilizando os métodos como a Petrografia, a Difractometria de Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura, os quais são fundamentais para o embasamento dos resultados deste projeto.

4.2.1 Petrografia e Lâminas Delgadas

A análise petrográfica foi realizada com intuito de identificar a mineralogia, textura e as relações entre os minerais. Esta etapa foi subdividida em macroscópica e microscópica.

O estudo macroscópico foi realizado em amostras de mão coletadas em campo com intuito de agrupar e separar diferentes litotipos para a confecção de lâminas delgadas para estudo microscópico. Destas amostras foram separadas 36 para a confecção de lâminas delgadas, dando ênfase a amostras com presença de opacos e minerais de alteração observáveis à lupa.

4.2.2 Difração de Raios-X

A identificação mineralógica de detalhe de minerais de alteração foi realizada através de técnica de Difractometria de Raios-X.

4.2.2.1 Princípio da Difração de Raios-X - DRX

A Difração de Raios-X é caracterizada por um fenômeno de variação da intensidade em diferentes ângulos de espalhamento, o que está ligada a relação de fases das ondas espalhadas. Se as ondas estão em fase, caracteriza-se que esta posição de contagem do aparato experimental gera um pico difratado. Se um feixe de raios-X atingir um plano de átomos, estes difratam os raios-X em duas direções principais. Estas direções correspondem respectivamente, à direção do prolongamento do feixe incidente e à direção da reflexão pelo outro plano.

Os planos de uma família, formados pelos átomos da amostra, são todos paralelos e possuem uma distância interplanar constante (d). Qualquer face do cristal corresponde a um plano e o arranjo completo seria um conjunto de planos

paralelos ao primeiro. Se dois ou mais planos forem considerados, as condições para o espalhamento em fase vão depender da diferença de caminho percorrido pelo feixe de raios-X, onde objetivo principal é reconhecer um padrão de difração. (CARDOSO, 2005).

O padrão da difração da substância é obtido pelo registro do número de contagens por segundo. As informações mais simples que podem ser extraídas deste método são: a caracterização da célula unitária, espaçamento médio entre os planos cristalinos e determinação do grau de cristalinidade.

A técnica de Difração de Raios-X consiste na interpretação dos difratogramas obtidos relacionados as estruturas cristalinas. A estrutura cristalina é que determina a intensidade e a posição do feixe espalhado, assim se houver uma fase amorfa, seu padrão de difração irá se sobrepor ao difratograma das fases cristalinas, pois o resultado do espalhamento dos raios-X para a fase amorfa é observado sob a forma de halos difusos.

Contudo, a determinação da estrutura molecular e cristalina só é possível devido ao fato de existir uma relação matemática entre a amplitude dos feixes espalhados e a densidade eletrônica da amostra através da transformada de Fourier. O fator de estrutura é definido como espalhamento de onda resultante por todos os átomos da célula unitária.

4.2.2.2 Preparação das amostras

Para a análise por Difração de Raios-X foi utilizado o método do pó, onde aproximadamente 1 grama do material é pulverizado/desagregado e depositado em um sulco na lâmina de vidro, procurando preservar a desorientação das partículas de forma a se obter o maior número possível de reflexões onde os minerais e estruturas são analisados. Já para a identificação dos argilominerais e outros filossilicatos foi utilizada a técnica de amostragem orientada para salientar as faces 001, o que permitiu a distinção destes minerais. Foram realizados um total de 20 análises, sendo que alguns pontos foram realizados mais de uma análise.

4.2.2.3 Equipamento

O equipamento utilizado é o difratômetro *SIEMENS BRUKER AXS Modelo D5000* com goniômetro $\theta - \theta$. A radiação é $K\alpha$ em tubo de Cobre nas condições de

40 kV e 25 mA, no laboratório de Difractometria de Raios-X do Centro de Estudos de Petrologia e Geoquímica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CPGq-IG-UFRGS).

4.2.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O Microscópio eletrônico de varredura é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (chegando a ordem de até 300 000 vezes de aumento) e resolução. As imagens fornecidas pelo MEV possuem caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons.

4.2.3.1 Princípio de MEV

O princípio de funcionamento do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio, mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 kV. Quando um feixe de elétrons incide sobre um mineral, os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados, mudando de níveis energéticos. Ao retomarem para sua posição inicial, liberam energia adquirida, a qual é emitida em comprimento de onda no espectro de raios-X.

Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esse elétron. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas é possível no ponto de incidência do feixe determinar quais elementos químicos estão presentes naquele local e assim identificar que mineral está sendo observado. O diâmetro reduzido do feixe permite a determinação da composição mineral em amostra de tamanho muito reduzido ($< 5 \mu$), permitindo uma análise quase pontual.

Para fins qualitativos, o feixe eletrônico é operado no modo de varredura, onde há o rastreamento de dada área da amostra, o que possibilita obter informações diversas sobre a amostra, tais como: textura e topografia, distribuição dos elementos presentes, composição e homogeneidade química dos minerais, número atômico médio dos vários minerais presentes na área varrida, etc.

4.2.3.2 Equipamento

Para os estudos relacionados a Microscopia Eletrônica de Varredura foi utilizado o microscópio eletrônico *Jeol JSM-5800* com detectores de elétrons secundários (SEM), elétrons primários (BSE) e detector de energia dispersada (EDS) *Noran*, pertencentes ao Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).

5 RESULTADOS

Os resultados foram analisados de forma individual, os quais serão apresentados a seguir conforme as etapas realizadas.

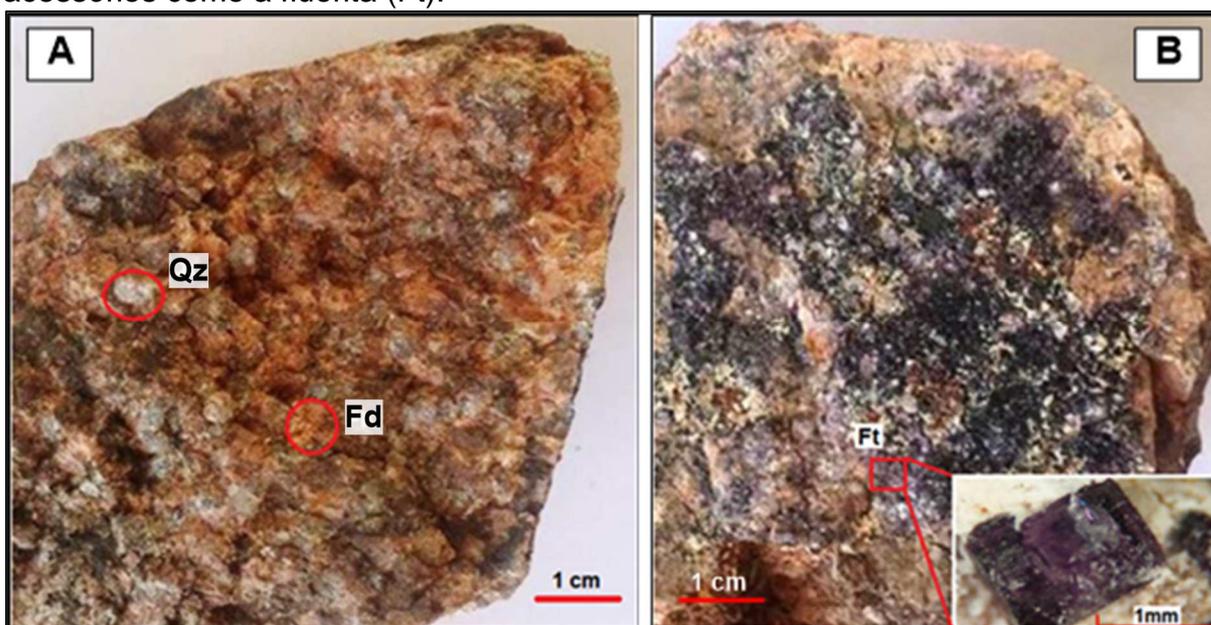
5.1 Petrografia e Lâminas delgadas

As lâminas foram estudadas e descritas minuciosamente, o que permitiu juntamente com o estudo macroscópico classificar os litotipos anteriormente agrupados. As amostras laminadas foram divididas em três litotipos de caráter félsico a alcalino, os quais serão descritos abaixo.

5.1.1 Sienogranito

Os sienogranitos identificados são leucocráticos com predominância de coloração rosa salmão, possuem textura porfirítica com matriz fanerítica grossa. Os pórfiros constituem cerca de 40% da quantidade modal e são representados por cristais de feldspatos alcalinos com predominância de ortoclásio sobre o microclínio. A matriz é composta por cristais de quartzo (30%), plagioclásio (15%) e anfibólio (5%) (Figura 11).

Figura 11 - Amostra de mão MD-1c coletada em campo evidenciando a presença de minerais formadores de rocha como quartzo (Qz), feldspato alcalino (FK) e minerais acessórios como a fluorita (Ft).

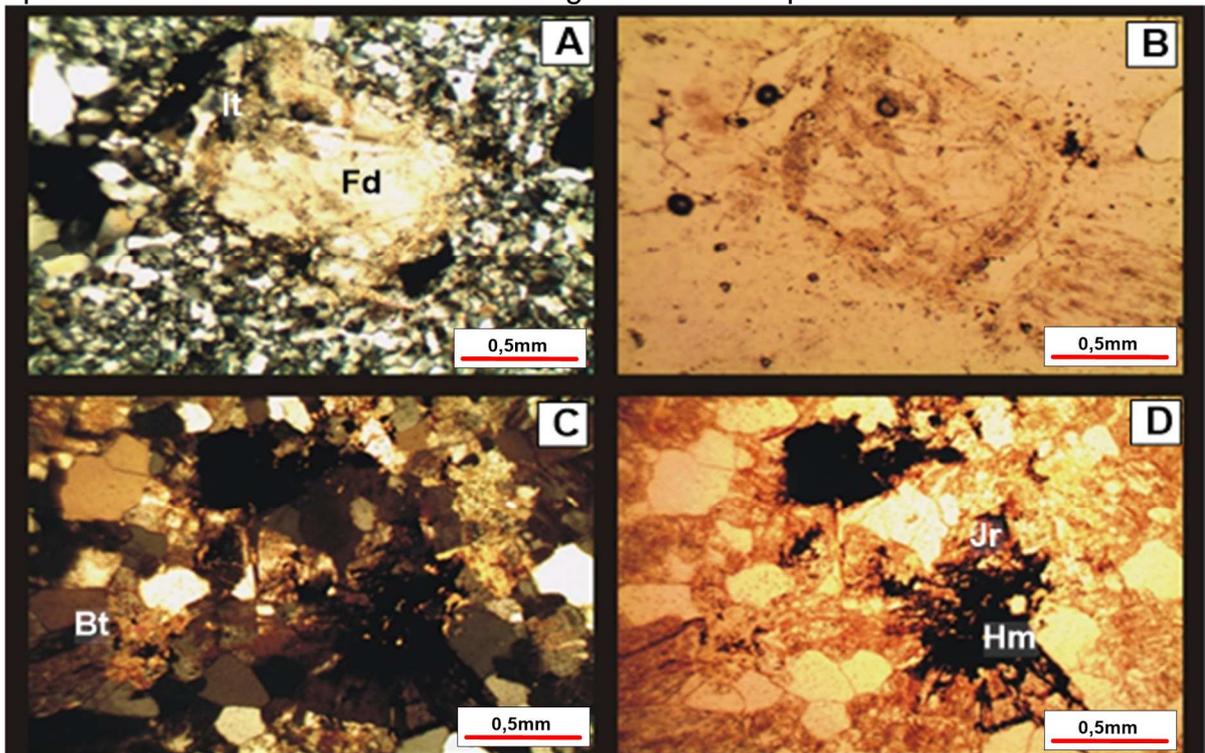


Fonte: Autora.

Há a presença de minerais acessórios como a fluorita, apatita e zircão (< 5%) (Figura 12) e minerais de alteração (< 5%). Minerais de alteração estão associados

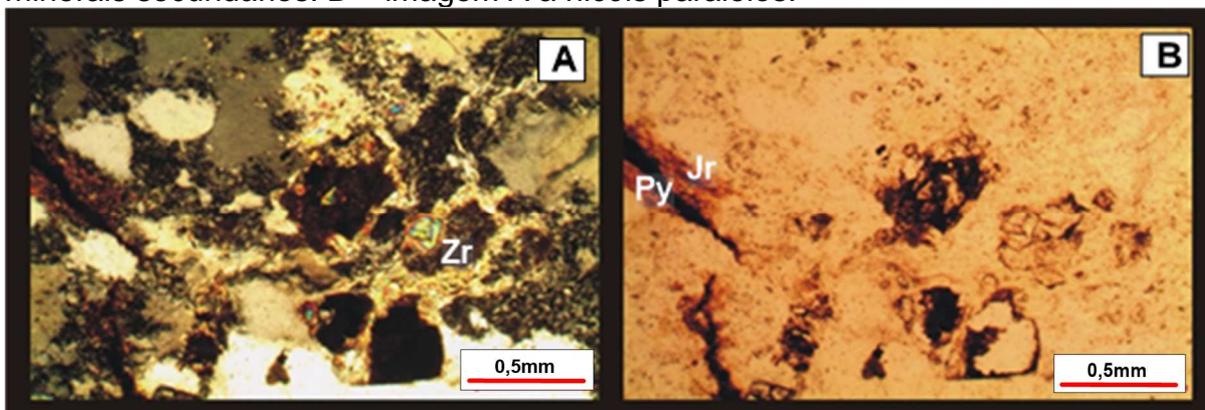
aos feldspatos alcalinos, sendo representados por sericita e argilominerais como a caolinita e illita. Também é observado a alteração de óxidos e sulfetos de ferro formando a jarosita e biotita substituindo os anfibólios primários (Figura 13).

Figura 12 – Fotomicrografias da amostra MD-01a, biotita (Bt); feldspato (Fd); hematita (Hm); illita (It) e jarosita (Jr). A – imagem a nicóis cruzados onde se observa um feldspato com auréolas de alteração nas bordas de argilominerais. B – imagem A em nicóis paralelos. C- imagem a nicóis cruzados onde observa-se a presença de opacos substituindo os máficos. D- imagem C a nicóis paralelos.



Fonte: Autora.

Figura 13 - Fotomicrográficas da amostra MD-05b, jarosita (Jr); pirita (Py) e zircão (Zr). A – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de opacos como minerais secundários. B – imagem A a nicóis paralelos.



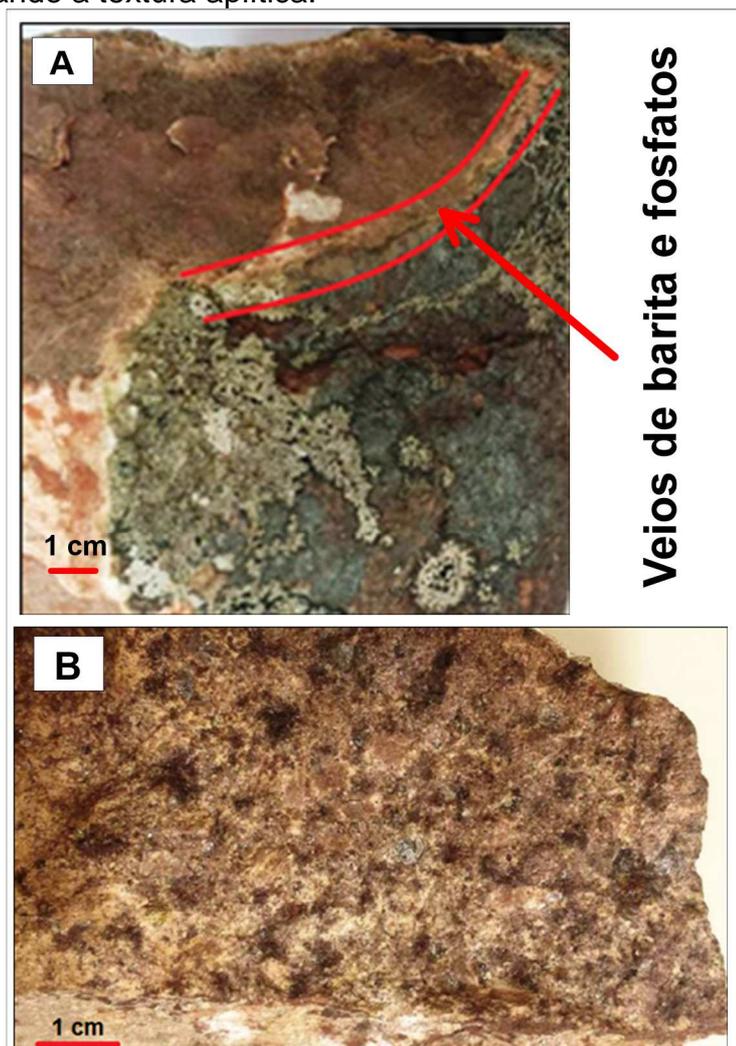
Fonte: Autora.

5.1.2 Sienogranito Microcristalino

Os sienogranitos microcristalinos identificados são leucocráticos apresentando coloração predominante vermelho rosado, possuindo textura aplítica (Figura 14). Este tipo litológico é composto por feldspato (45%), quartzo (35%), plagioclásio (5%), acessórios (< 5%) e minerais de alteração (< 5%).

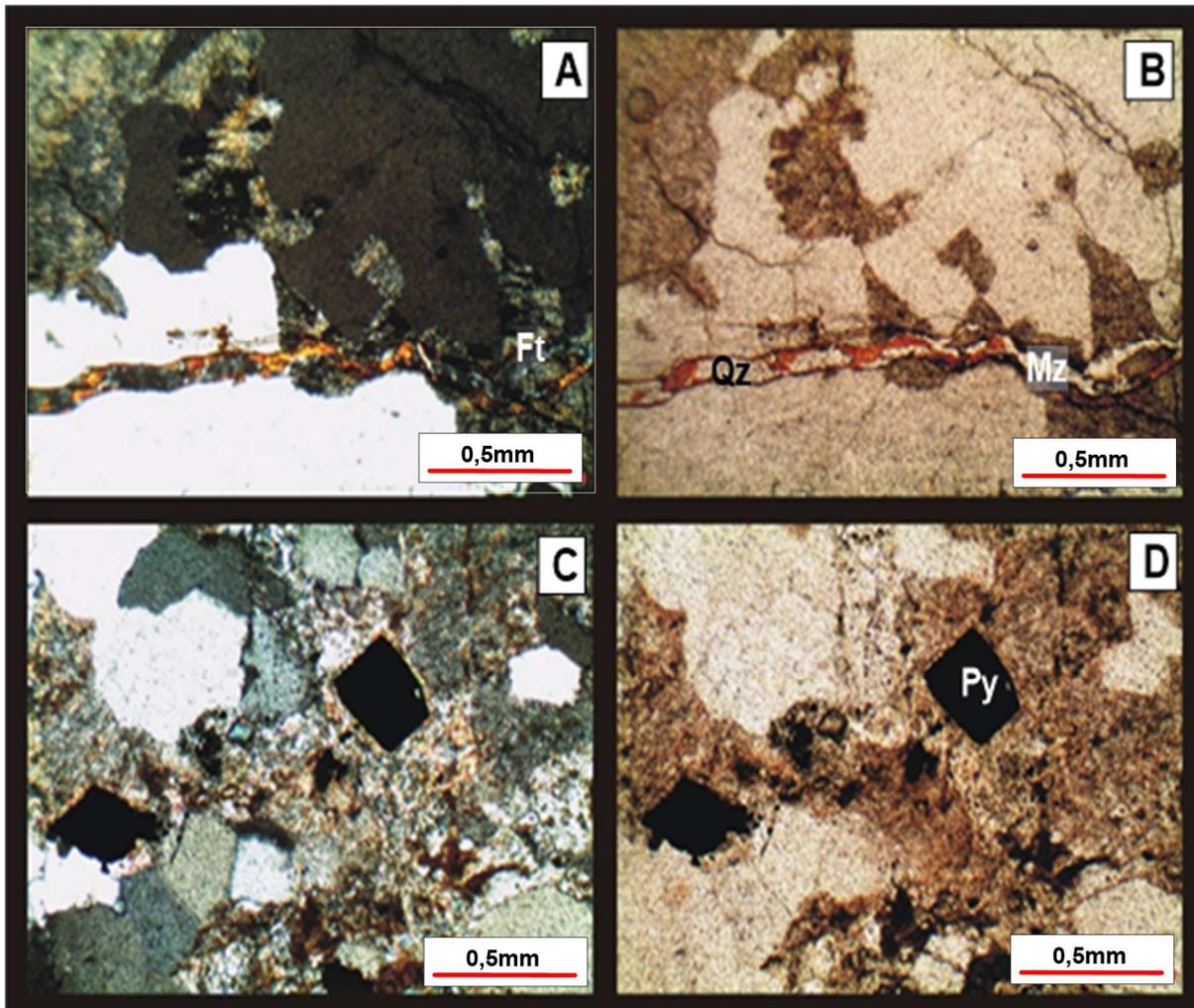
Os opacos são encontrados predominantemente disseminados em veios de quartzo e também como mineral primário, como é o caso da pirita observada na figura 15. A maioria dos opacos identificados no estudo das lâminas são minerais do grupo dos óxidos e sulfetos de ferro, foi possível esta identificação coma realização de Microscopia Eletrônica de Varredura. Os minerais de alteração são principalmente argilominerais, sericita e epidoto.

Figura 14 - Amostra de mão MD-29. A – destacando a presença de veios preenchidos por monazita e óxidos de ferro. B – imagem da amostra em outro ângulo evidenciando a textura aplítica.



Fonte: Autora.

Figura 15 - Fotomicrografias da amostra MD-29, fluorita (Ft), monazita (Mz), quartzo (Qz) e pirita (Py). A – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de veios preenchidos por quartzo e fluorita e fosfatos. B – imagem A em nicóis paralelos. C – imagem a nicóis cruzados onde se observa a presença de pirita cúbica. D – imagem C a nicóis cruzados.

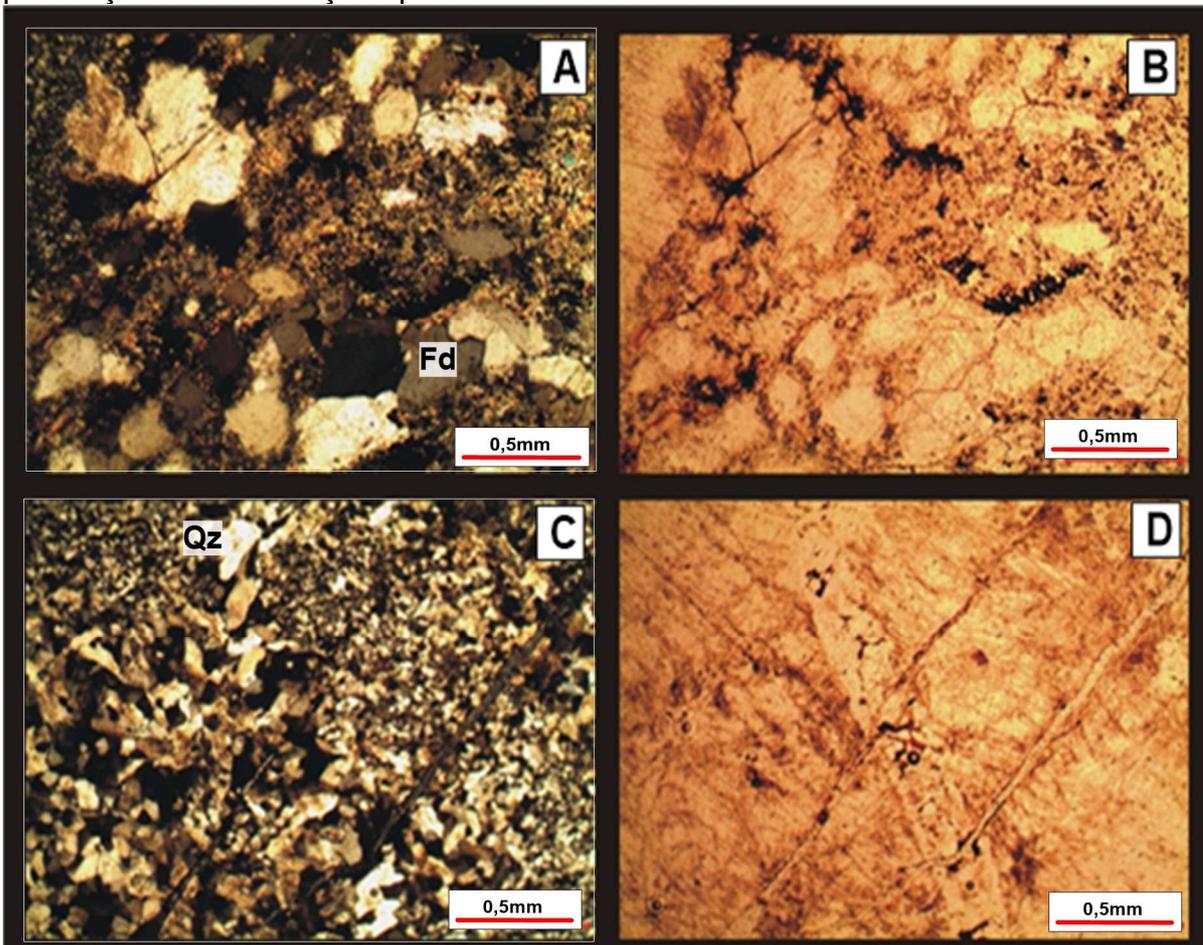


Fonte: Autora.

Minerais acessórios como fluorita, apatita e monazita estão associados em grandes quantidades a este litotipo de textura aplítica. Estes minerais são encontrados em forma de *stockworks* com presença de óxidos, sulfetos e quartzo.

Observa-se neste tipo litológico a presença de duas direções de veios principais (Figura 16), sendo NW e NE. Os veios com direção preferencial NW normalmente são mais espessos e contém maior quantidade de óxidos associados ao quartzo. Já os veios com direção SW são quase sempre preenchidos essencialmente por fosfatos (fluorita, apatita e monazita) acompanhados por jarosita e hematita.

Figura 16 - Fotomicrografias da amostra MD-2. Feldspatos (Fd) e quartzo (Qz). A – imagem a nicóis cruzados. B – imagem A a nicóis paralelos evidenciando a presença de opacos disseminados. C - imagem a nicóis cruzados. D – imagem C a nicóis paralelos demonstrando a presença de fraturas preenchidas por óxidos e a presença de duas direções predominante dos veios.

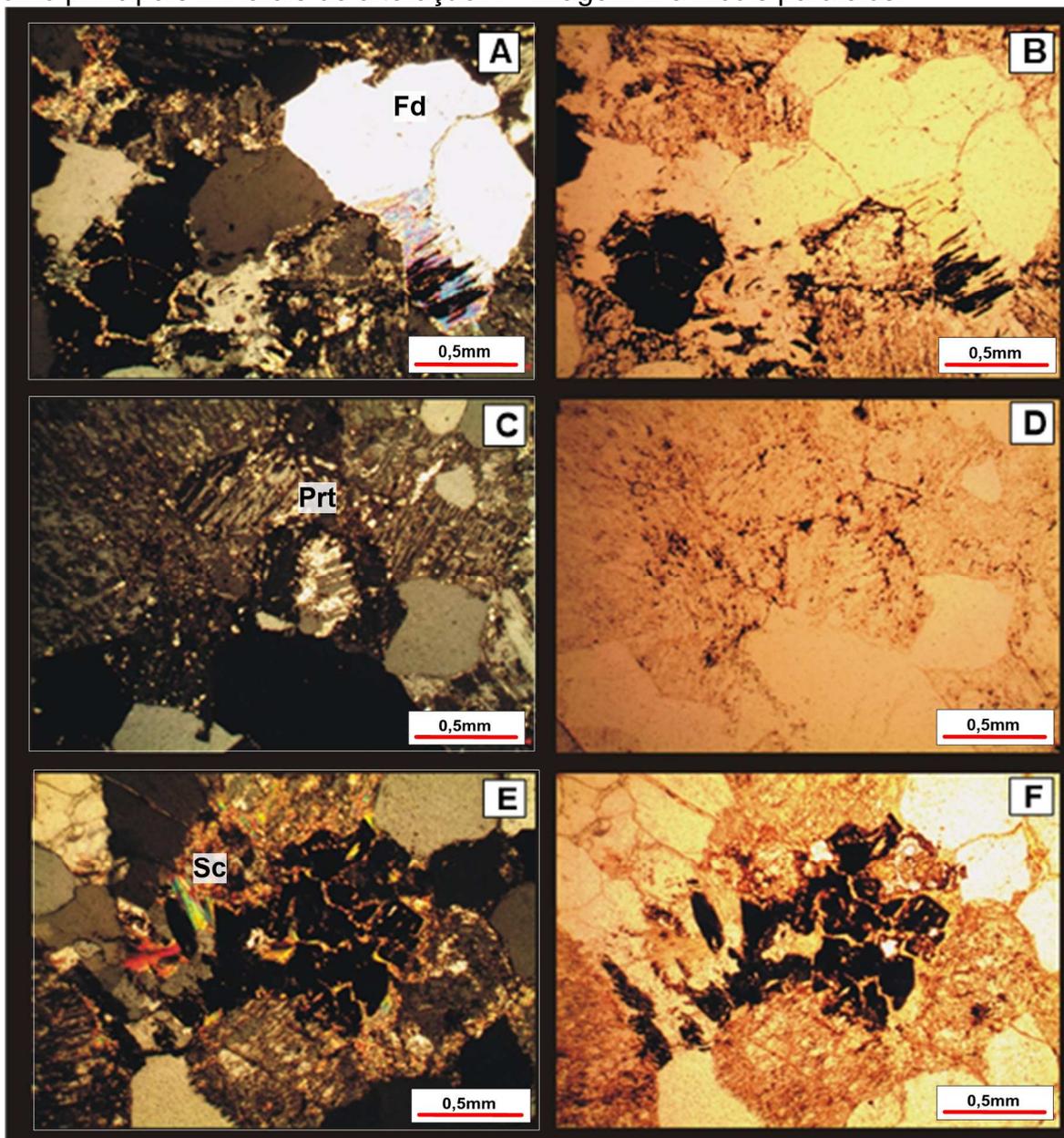


Fonte: Autora.

5.1.3 Pertita Granito

O pertita granito é reconhecido na área de estudo como uma rocha leucocrática de textura porfirítica, onde os pórfiros são cristais de pertita que variam de 0,5 a 3 cm e correspondem a 45% da distribuição modal. Como matriz são observados minerais como quartzo (30%), plagioclásio (5%) e máficos (5%) (biotita e anfibólio). Minerais de alteração (< 15%) também são reconhecidos, como opacos, sericita, epidoto e argilominerais (Figura 17).

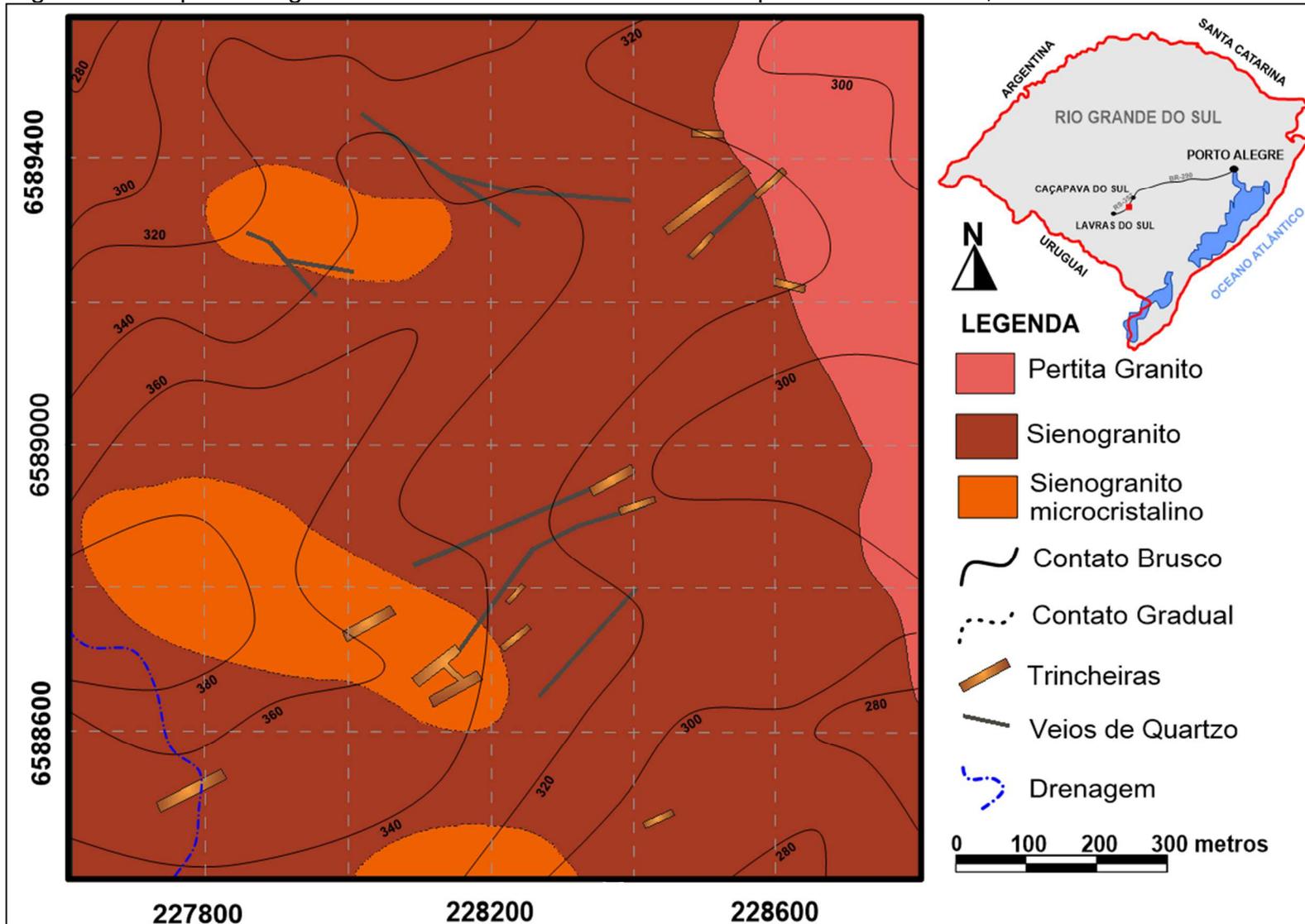
Figura 17 - Fotomicrografias da amostra MD-08. Fedspato (Fd), pertita (Prt) e sericita (Sc). A – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença mineral de alteração sobre os feldspatos. B- imagem A a nicóis paralelos. C- Imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de pórfiros de pertita. D – Imagem C a nicóis paralelo. E – imagem a nicóis cruzados evidenciando a presença de opacos e argilominerais como principais minerais de alteração. F- imagem E a nicóis paralelos.



Fonte: Autora.

Após a classificação das rochas e compilação dos dados coletados em campo foi gerado o mapa geológico na escala de 1:500 com auxílio do *software Surfer®* (Figura 18). O contato gradual das rochas sienograníticas microcristalinas com as sienograníticas foram identificados com ajuda de um estudo paralelo geofísico dos autores Martins *et al.* (2015, *em preparação*). O mapa sobreposto e a tabela de pontos podem ser observados no Anexo A.

Figura 18 - Mapa Geológico da área de estudo na escala de mapeamento de 1:500, utilizando o datum WGS 84.



Fonte: Autora.

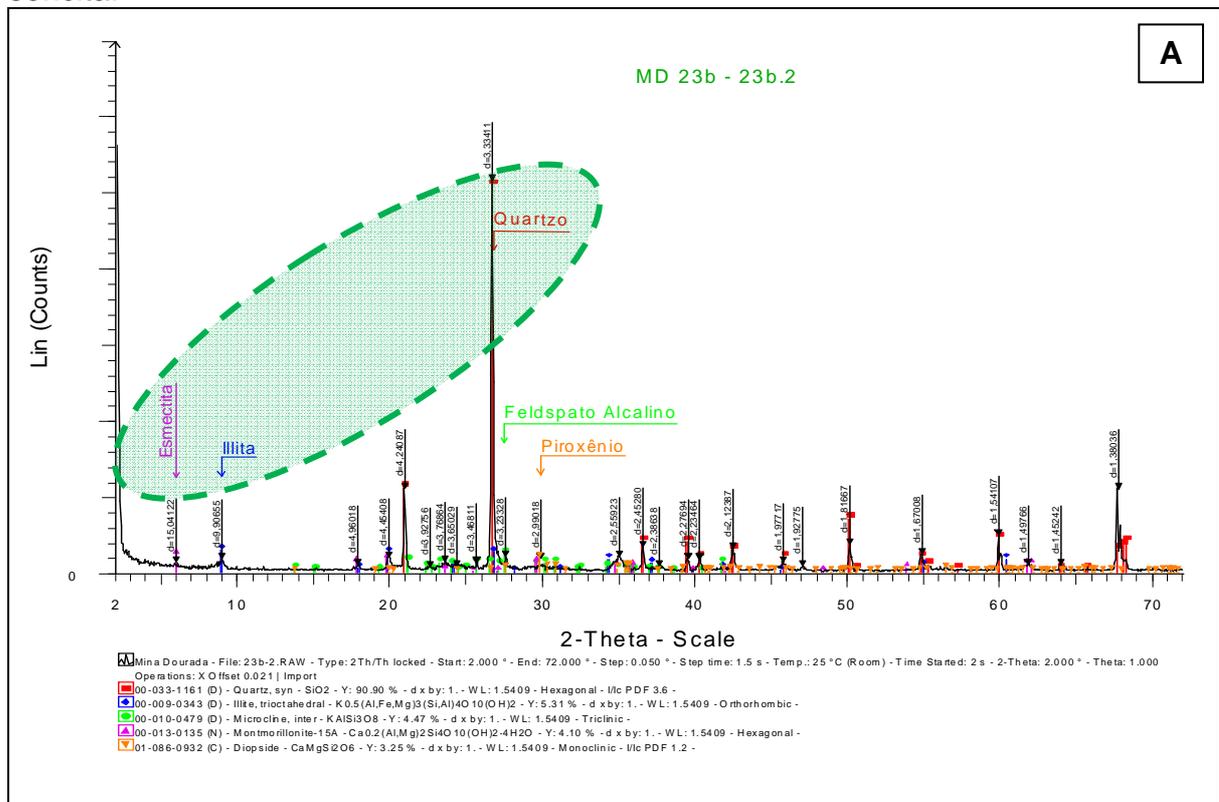
5.2 Resultados Difração de Raios-X

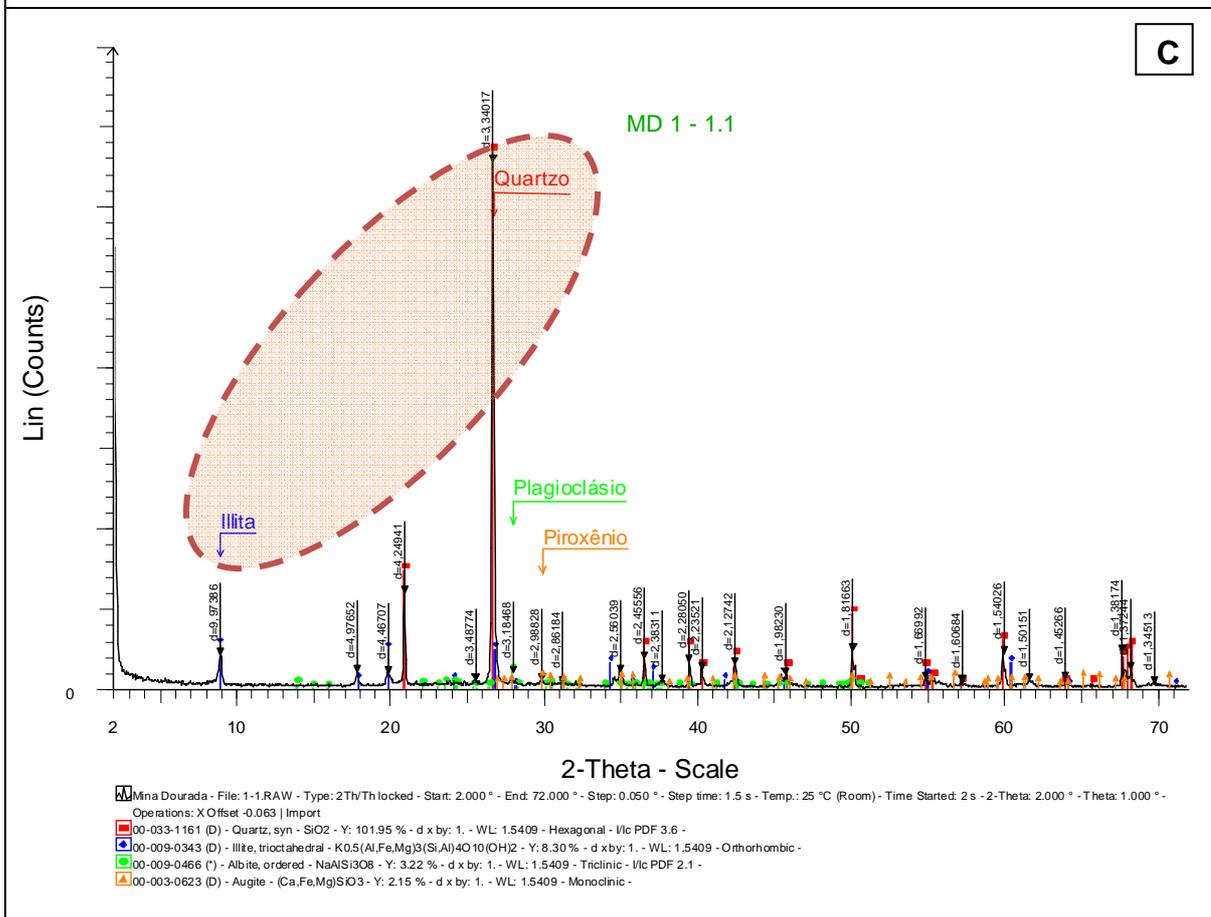
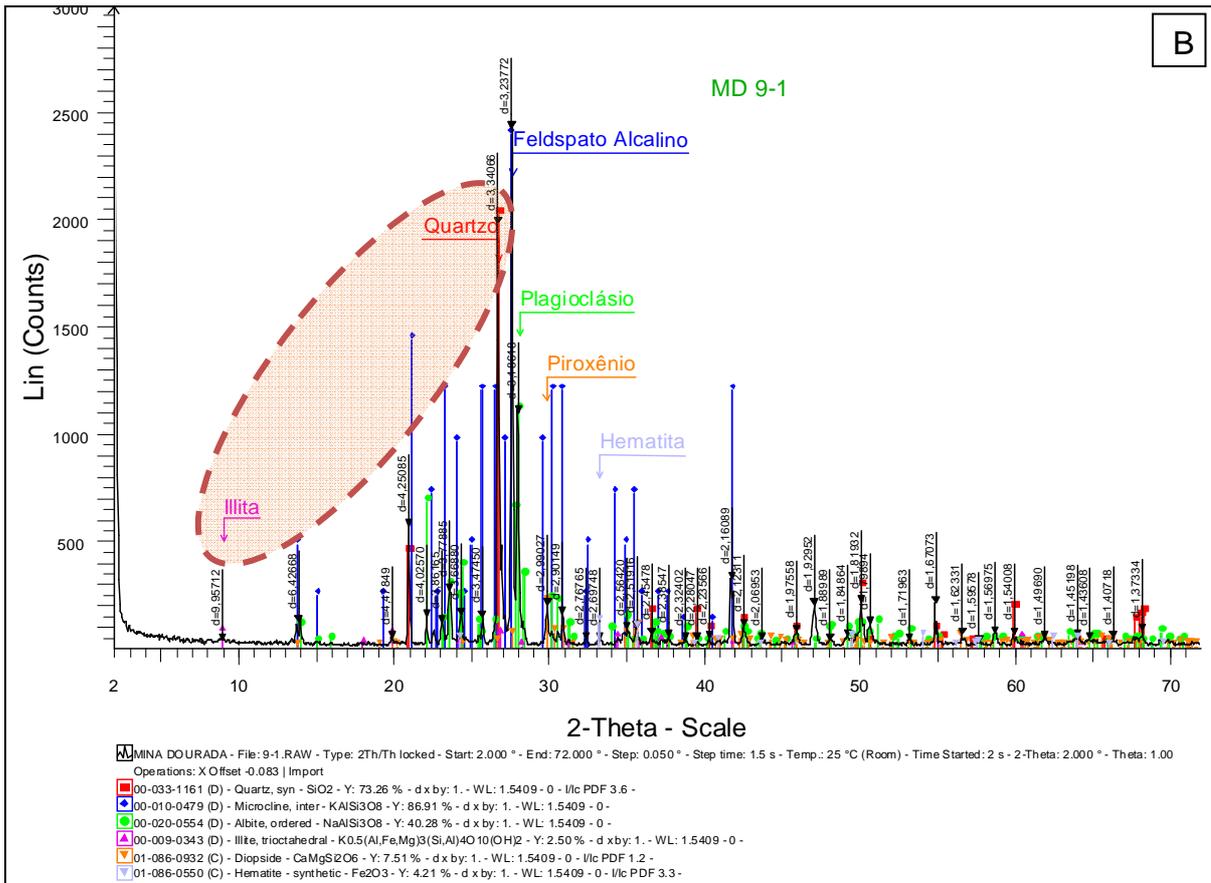
Para melhor clareza na interpretação das análises de Difractometria de Raios-X dividiu-se os resultados em dois grupos, sendo o primeiro grupo com enfoque na paragênese de minerais silicatados e o segundo grupo em minerais que possuam importância como índice petrológico e físico-químico.

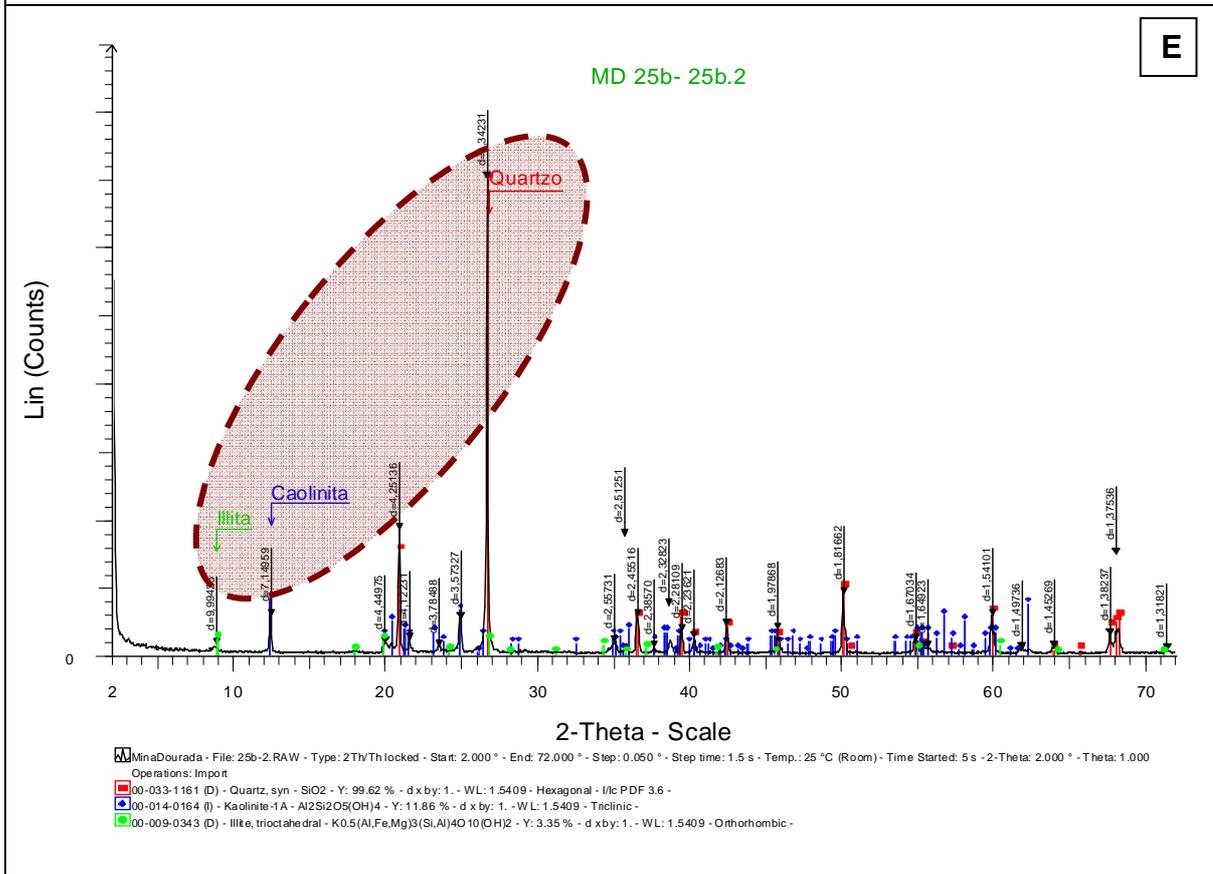
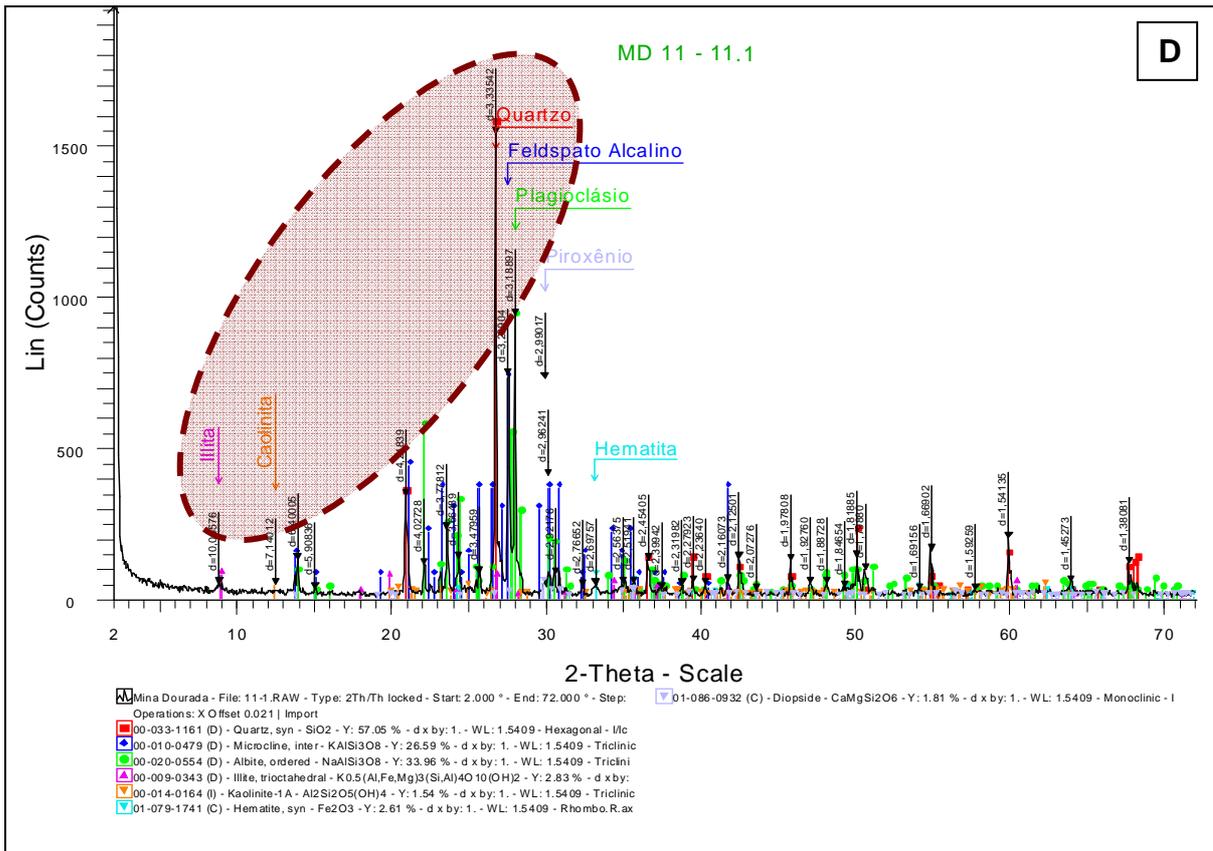
O primeiro grupo envolve a análise paragenética de minerais silicatados com ação de processos de alteração supergênica (Figura 19). Com a análise dos dados obtidos foi possível diagnosticar nos difratogramas três tipos de paragênese predominantes na área de estudo, como pode ser observado na tabela 3.

- **quartzo – sericita:** representadas pela presença de quartzo + illita + esmectita;
- **quartzo – illita:** representadas pela presença de quartzo + illita;
- **caolinita – sericita:** representadas pela presença de caolinita + illita + quartzo.

Figura 19 - Difratogramas evidenciando as seqüências paragenéticas diagnosticadas. A- quartzo – sericita; B e C – quartzo – illita e D e E – caolinita – sericita.







Fonte: Autora.

Tabela 3- Amostras e suas respectivas zonas de alteração.

Amostras	Paragêneses Minerais de Alteração		
	quartzo - sericita	quartzo-illita	caolinita-sericita
MD-23a, b e c	X		
MD-9-1		X	
MD-1		X	
MD-11			X
MD-25a, b, c, d, e, f	X		X

Fonte: Autora.

O segundo grupo corresponde a sequência mineralógica jarosita–coríndon-illita identificada nos difratogramas (Figura 20).

A jarosita pertence à família da alunita-jarosita, de fórmula geral $AB_3(XO_4)_2(OH)_6$, onde **A** representa um cátion grande de coordenação dodecaédrica (H_3O^+ , Na^+ , K^+ , Rb^+ , Ag^+ , NH_4^+ , Pb^{2+} , Hg) e **B** um cátion menor, de coordenação octaédrica (Fe^{3+} , Al^{3+} , Cu^{2+} , Zn^{2+}). O ânion XO_4^{y-} pode ser composto por SO_4^{2-} , PO_4^{3-} , AsO_4^{3-} , CO_3^{2-} , SbO_4 , CrO_4^{3-} ou SiO_4^{4-} . Baseando-se na natureza dos ânions, a família divide-se em três grandes grupos: grupo da alunita com 2 ânions XO_4 divalentes (sulfatos) e geralmente cátions **A** monovalentes, grupo da woodhouseíta, com um ânion XO_4 divalente e outro trivalente (sulfosulfatos ou sulfoarsenatos) e geralmente cátions **A** divalentes e finalmente o grupo da crandallita (fosfatos ou arsenatos), com dois ânions XO_4 trivalentes e cátions **A** divalentes ou trivalentes (KATO & MIURA, 1977).

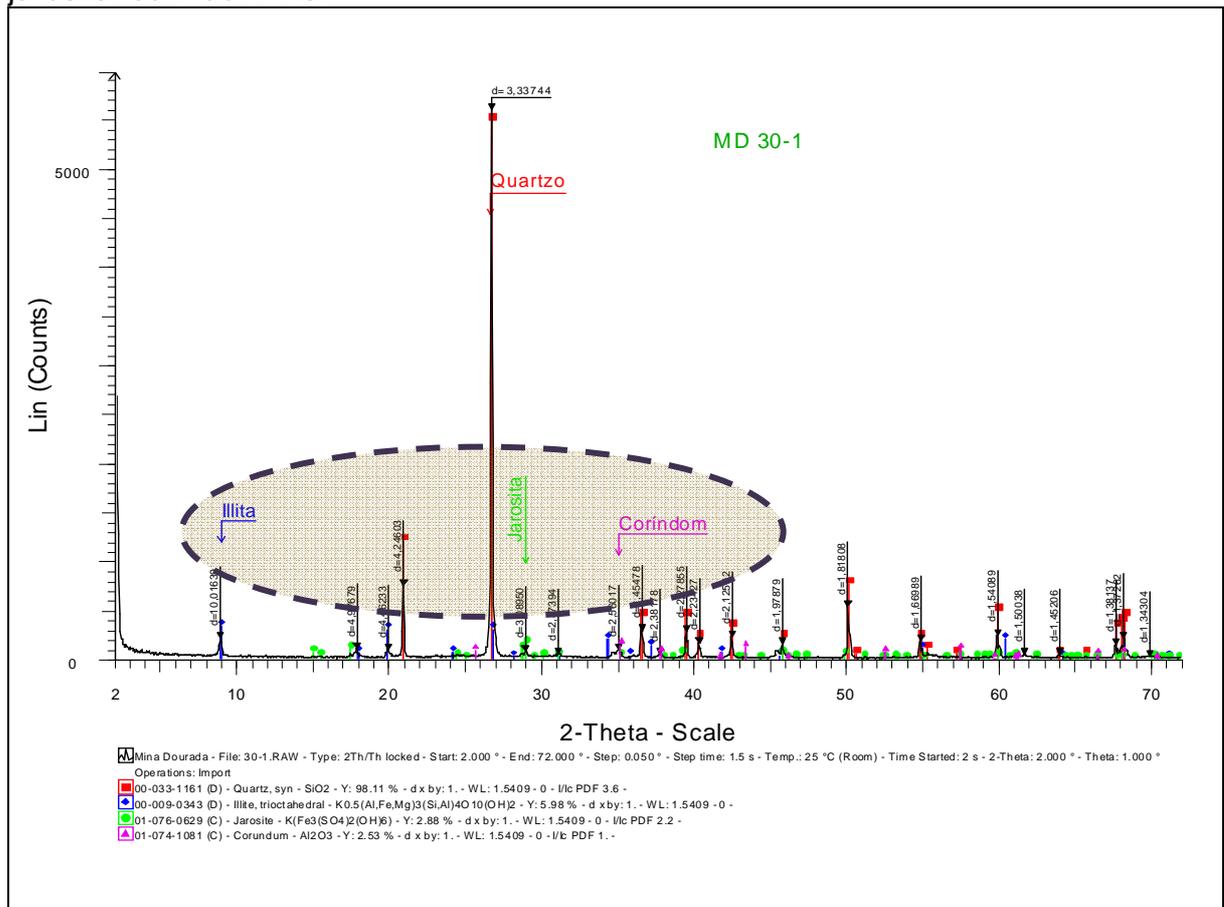
No grupo da alunita, quando o sítio **B** é ocupado principalmente por Al, os minerais são alunitas. Se por Fe, são jarositas, que se subdividem numa variedade de espécies em função do cátion que predomina no sítio **A**. Portanto, a jarosita encontrada na área de estudo tem cátion K^+ no sítio **A**, sendo um sulfato de ferro e potássio hidratado com fórmula $K_2Fe_6(OH)_{12}(SO_4)_4$. Frequentemente este tipo de jarosita potássica ocorre como mineral secundário de coloração vermelho-alaranjado e é encontrado como crostas ou revestimentos sobre os minérios ferruginosos na

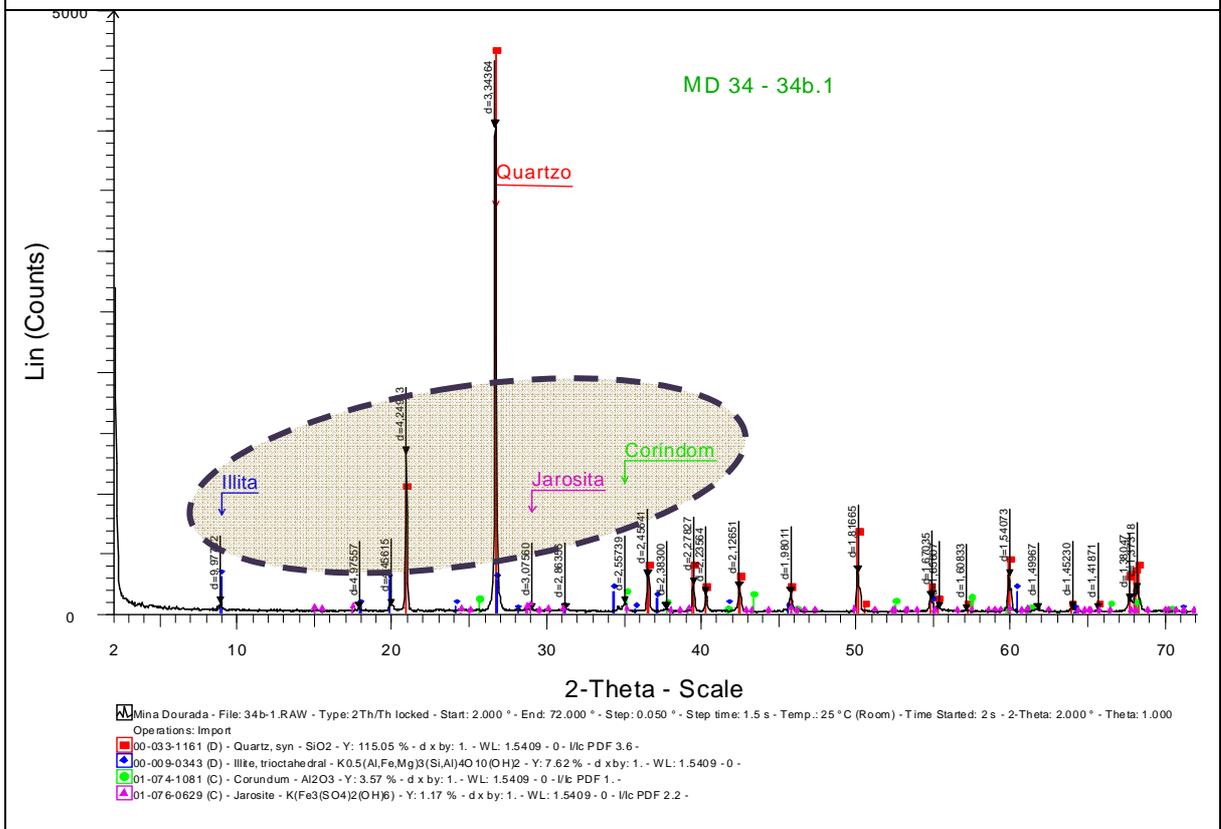
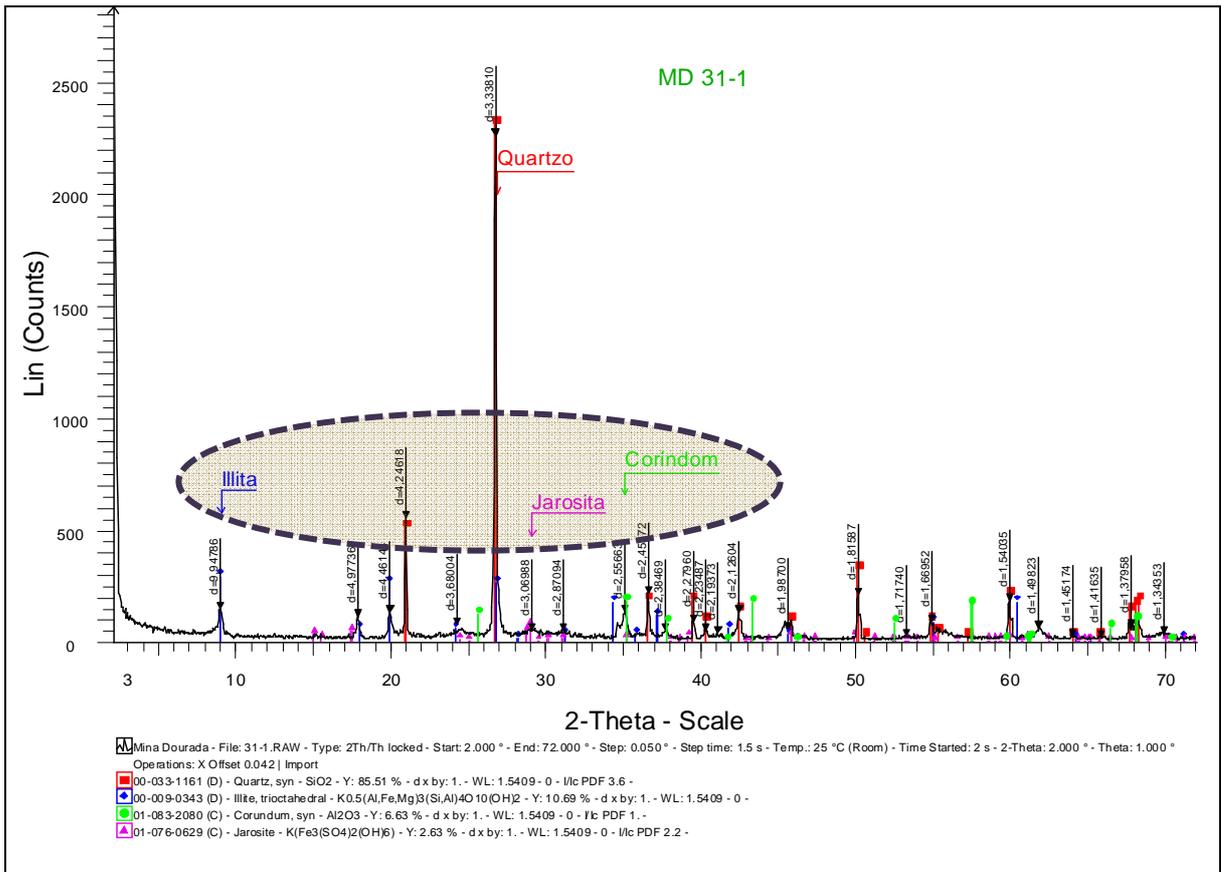
zona de oxidação. A jarosita potássica difere dos outros sulfatos pela sua insolubilidade em água (KATO & MIURA, 1977).

O coríndon é um trióxido de alumínio com fórmula Al_2O_3 . Normalmente o coríndon é gerado por processos magmáticos e metamórficos de temperatura moderada a alta, em condições de excesso de alumínio ou deficiência de álcalis e sílica. O coríndon ocorre associado a rochas ígneas pobres em sílica, nos contatos de corpos peridotíticos e rochas aluminosas submetidas a metamorfismo de contato ou regional (DANA, 1981).

A Illita é um argilomineral rico em potássio com fórmula química $(\text{K}, \text{H}_3\text{O})(\text{Al}, \text{Mg}, \text{Fe})_2(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}[(\text{OH})_2, \text{H}_2\text{O}]$. Ocorre como mineral de alteração em rochas alcalinas causada pelo intemperismo dos minerais silicatados potássicos, como os piroxênios, anfibólios e plagioclásios (DANA, 1981).

Figura 20 - Difratomogramas evidenciando as sequências mineralógica diagnosticadas jarosita–coríndon-illita.





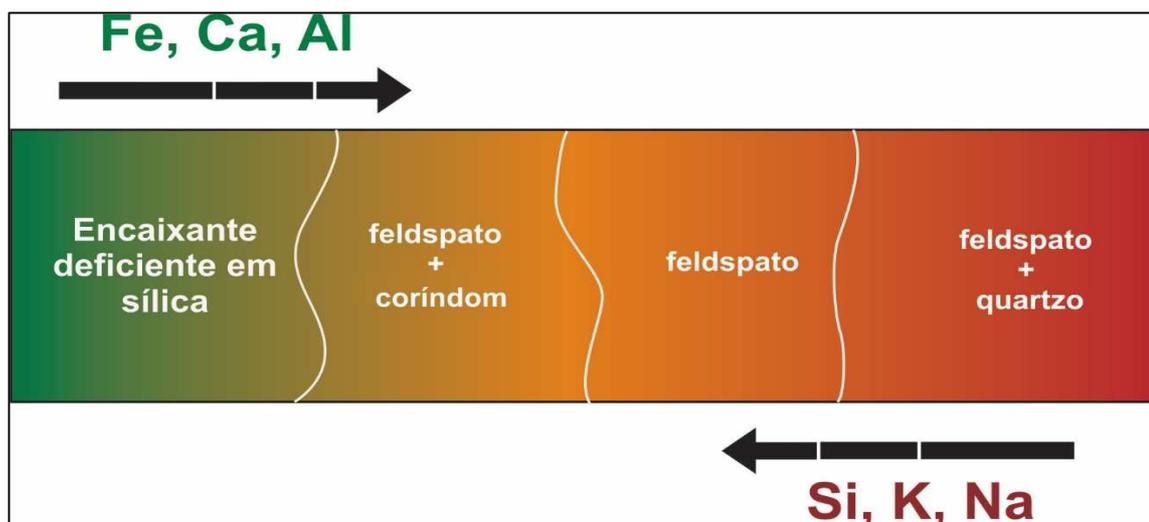
Fonte: Autora.

A sequência mineral jarosita–coríndon-illita identificadas nos difratogramas ocorre principalmente associados aos sienogranitos localizado próximo ao contato do Complexo intrusivo Lavras do Sul com as rochas vulcânicas básicas da Formação Hilário. Este ambiente específico permite a formação desta sequência mineral pois ocorre um processo chamado de metassomatismo de dessilicificação. (LICCARDO; 1999).

Caracteristicamente no processo de metassomatismo de dessilicificação há uma migração de sílica da rocha ácida, no caso as rochas do Complexo Intrusivo Lavras do Sul no momento da intrusão para as rochas básica da Formação Hilário formando zonas de reação na zona de contato, conforme foi apresentado na figura 21 uma ilustração de como este processo poderia atuar, na área de estudo.

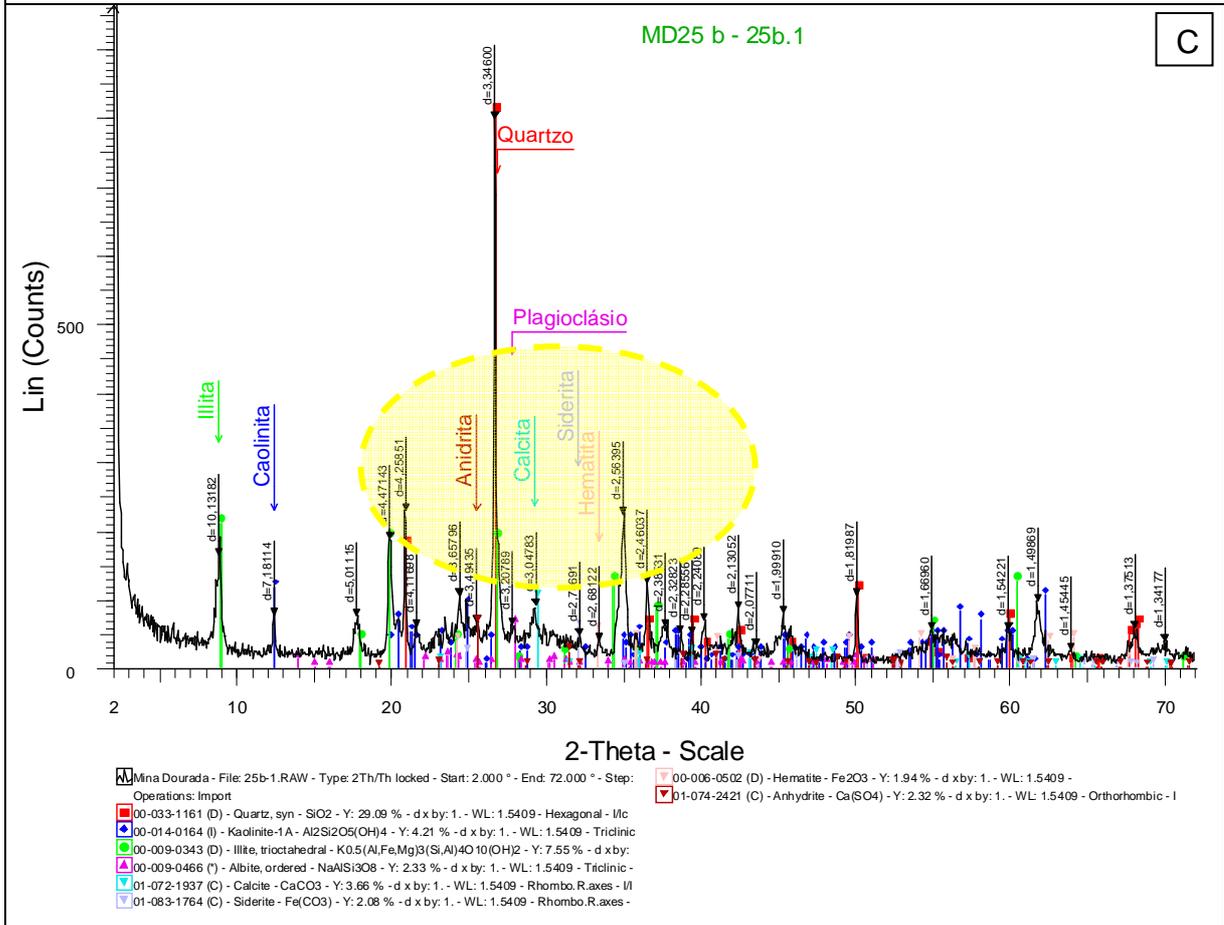
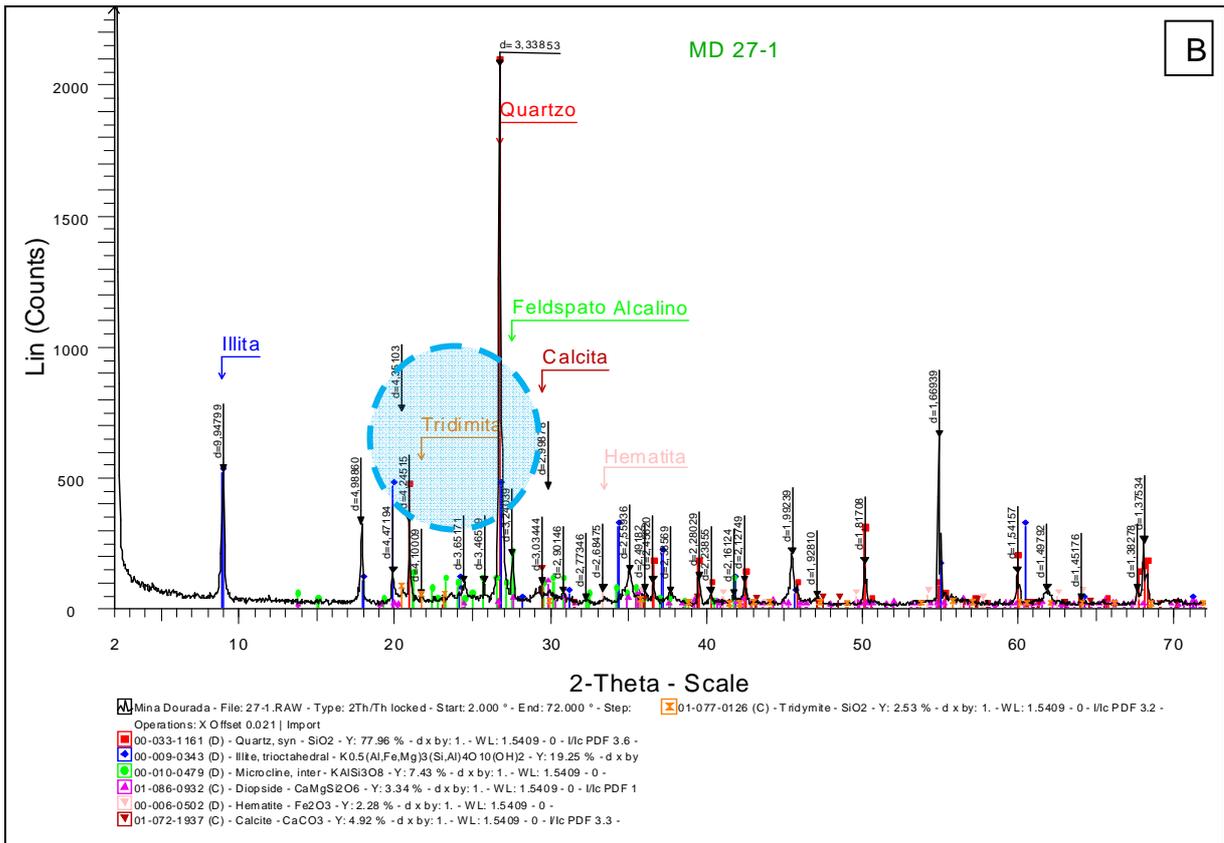
Na primeira zona ocorre a perda de sílica, aumento de álcalis e enriquecimento da rocha ácida em Fe e Al que é proveniente das rochas básicas encaixantes proporcionando a formação de coríndon na porção empobrecida em sílica da rocha ácida. O aumento do conteúdo de Fe e K ocasionam nesta primeira zona de reação a formação de sulfetos, sulfatos e óxidos enriquecidos nestes elementos, dando origem a cristalização de minerais como a jarosita, pirita e hematita. Já o intemperismo dos anfibólios e feldspatos potássicos que predominam nestas áreas formam illitas.

Figura 21 - Esquema representativo do processo metassomático de dessilicificação.



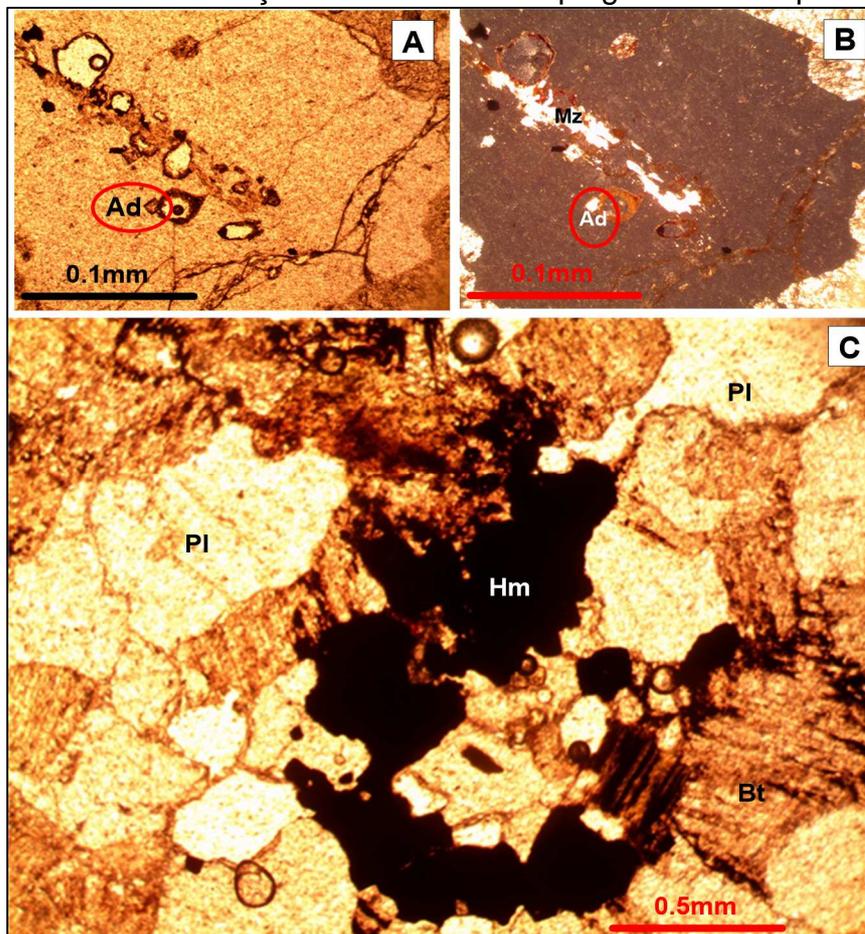
Fonte: Compilado de informação de campo e informações sobre metassomatismo de Liccardo (1999).

Nas zonas adjacentes das rochas ácidas do Complexo Intrusivo Lavras do Sul (na área de estudo) há o aumento progressivo de sílica, fazendo com que não se



Fonte: Autora.

Figura 23 - Fotomicrografia da Amostra MD-25, apresentando minerais como a anidrita (Ad), hematita (Hm), monazita (Mz) e plagioclásio (albita) (PI). A – imagem a nicóis paralelos com presença de anidrita em meio a massas feldspáticas. B- imagem A a nicóis cruzados. C- imagem a nicóis paralelos evidenciando a presença de biotita como mineral de alteração e associadas ao plagioclásio do tipo albita.



Fonte: Autora.

5.3 Resultado Microscopia Eletrônica de Varredura

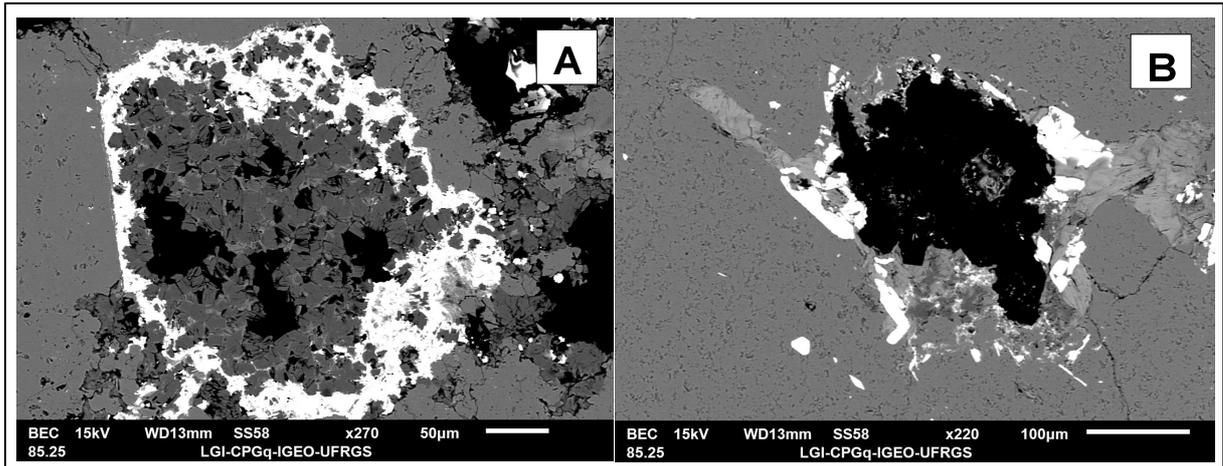
Para a realização deste estudo foram selecionadas um total de seis lâminas (ANEXO B), onde o objetivo principal foi identificar a evolução dos processos de alteração dos minerais primários, a ordem em que os minerais de alteração e metálicos eram cristalizados nos veios e qual a correlação dos minerais.

Os minerais identificados com a Microscopia Eletrônica de Varredura foram agrupados em três classes principais para facilitar a interpretação, sendo elas dos minerais silicatados, minerais da série Fe-Zn-Ti e minerais de terras-raras.

A classe dos minerais silicatados envolve minerais primários como os feldspatos alcalinos, plagioclásio, anfibólios e micas (especialmente biotita e

muscovita) e também minerais de alteração como o grupo dos argilominerais com predominância de illita, caulinita e esmectita (Figura 24).

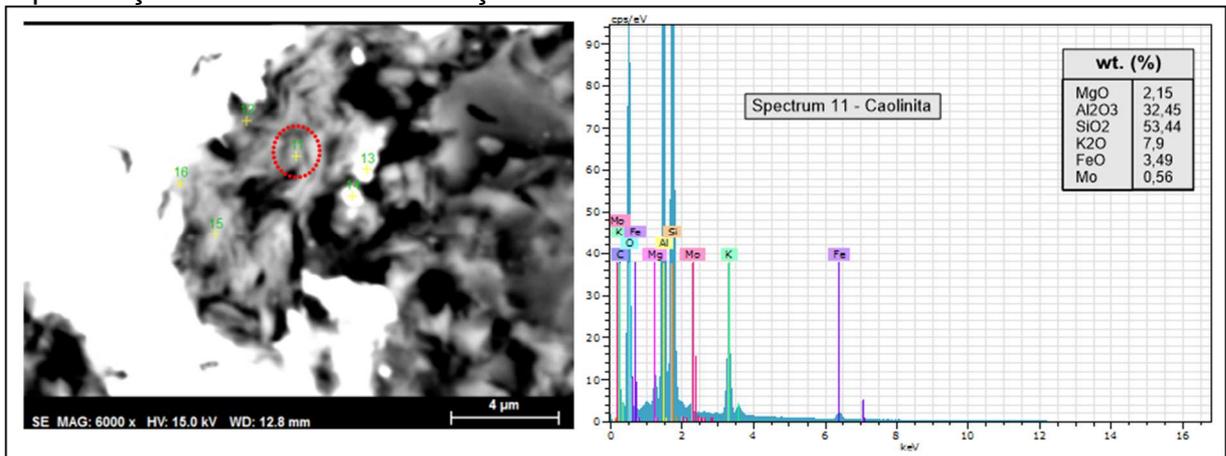
Figura 24- Imagem BSE de minerais silicatados obtidos com estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagem **A** corresponde a amostra MD-4 demonstrando o processo de substituição dos feldspatos alcalinos por argilominerais do tipo illita e a imagem **B** a amostra MD-5b evidenciando a alteração da massa feldspática em argilominerais em zonas de fraturas.



Fonte: Autora

Os minerais silicatados de alteração tem grande importância para o entendimento dos processos de alteração supergênica e hidrotermal, pois são marcadores termais. A assembléia mineral presente nas amostras juntamente com a presença de alguns argilominerais permitiu delimitar zonas de alteração e a sua importância para formação de depósitos, reafirmando os resultados obtidos com análises de Difractometria de Raios-X, como pode ser observado a presença de caulinita na figura 25.

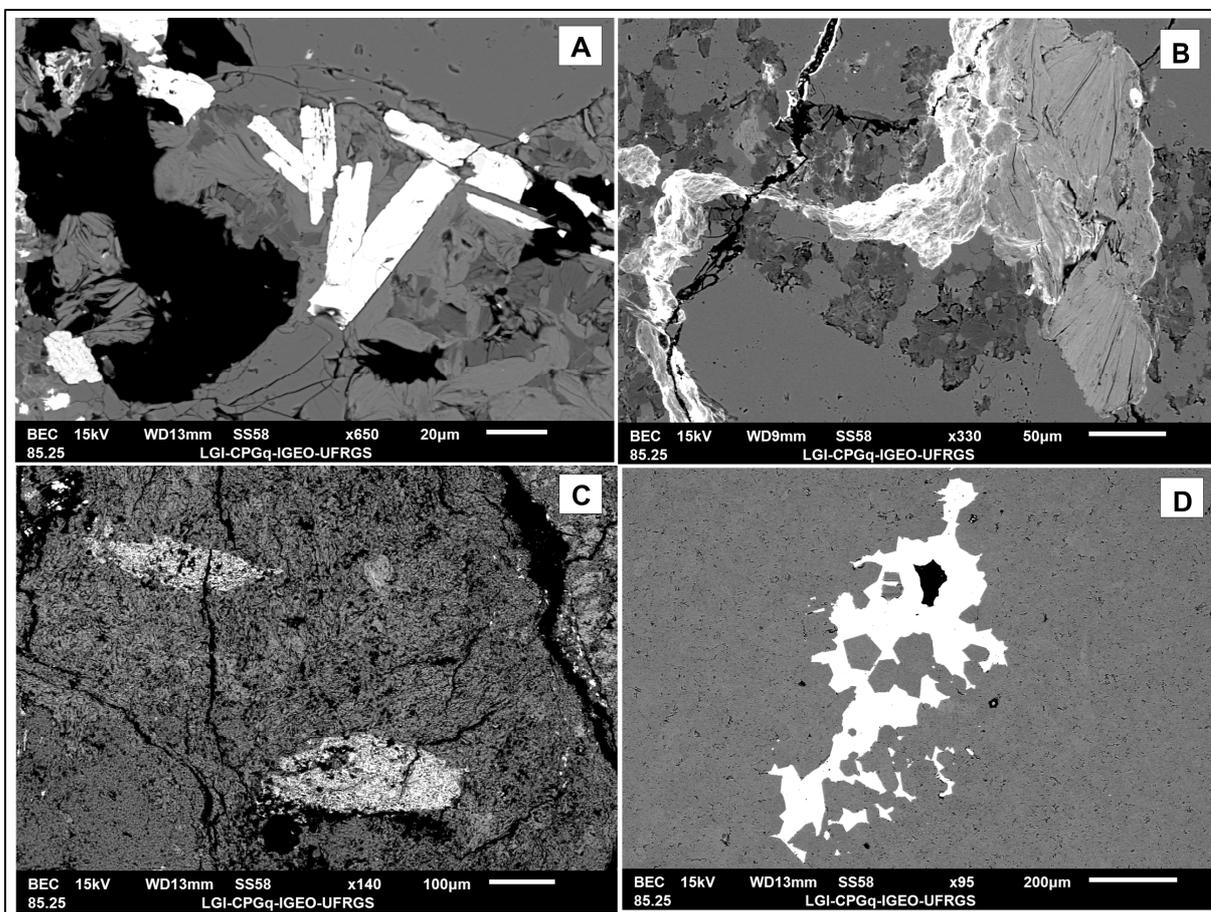
Figura 25 – Imagem BSE e resultado EDS da amostra MD-21e onde foi identificada a presença de minerais de alteração como a caulinita.



Fonte: Autora.

Os minerais que compõem a classe dos Fe-Zn-Ti foram identificados como minerais eudrais primários e também como minerais secundários em veios e *stockworks*. Os minerais primários normalmente têm predominância de Zn sobre Fe e Ti e foram identificados como do grupo da zircônia, sendo mais frequente a presença de zircão. Já os minerais secundários são anédricos e predomina Ti e Fe sobre o Zn, ocorrem em veios normalmente associados ao quartzo e a sulfatos como a jarosita e alunita (Figura 26).

Figura 26 - Imagem BSE de minerais da série Fe-Zn-Ti obtidas com estudo de Microscopia Eletrônica de Varredura. Imagem A é referente a amostra MD-4a onde se identifica cristais euédricos de baddeleyíta. Imagem B (MD-5b) e D (MD-1b) é referente a hematita acompanhada com ilmenita. A imagem C (MD-21e) é apresentado cristais de coríndon com inclusões de ilmenita.

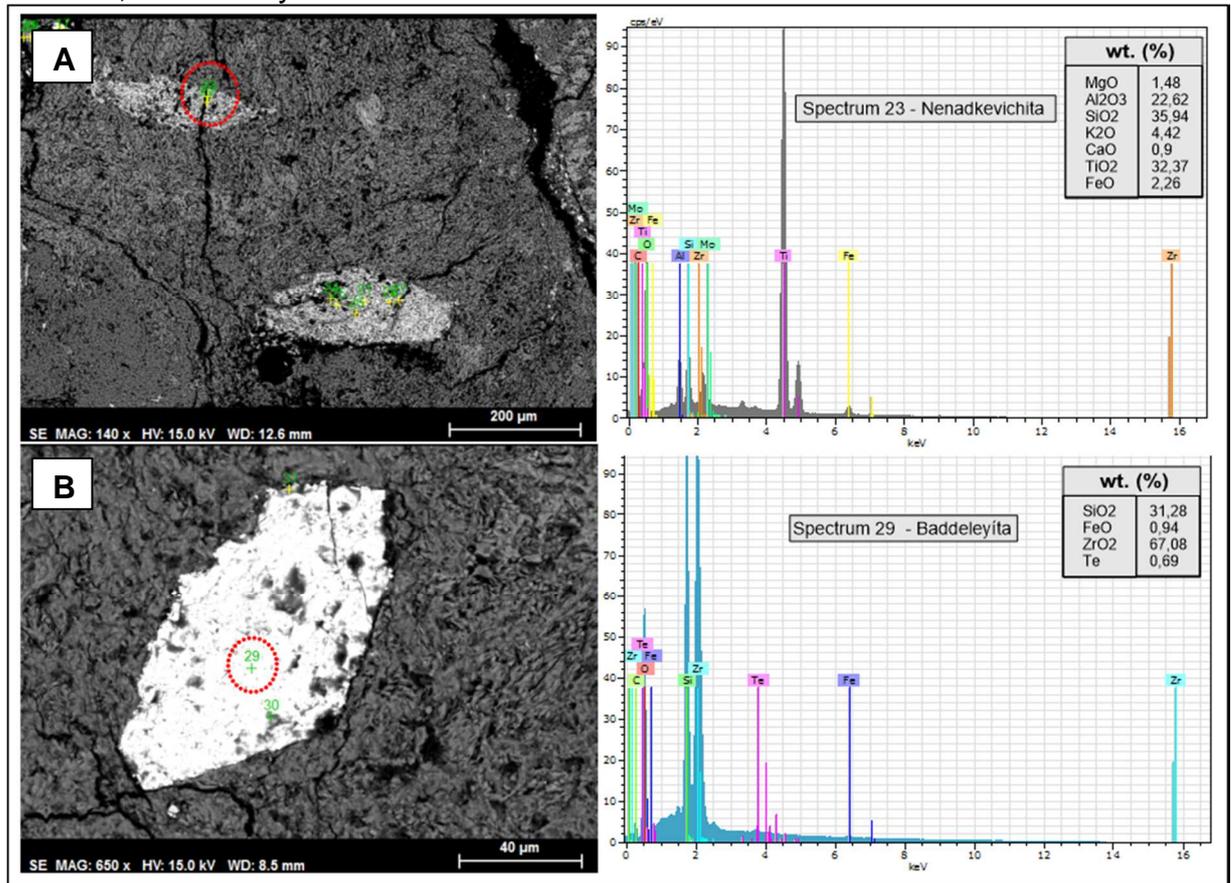


Fonte: Autora.

Os minerais secundários da série Zn-Fe-Ti que predominam nas análises realizadas foram rutilo, nenadkevichita, kupletskita, astrofilita, ilmenita e hematita (Figura 27). São minerais encontrados facilmente em veios próximos as rochas encaixantes dos corpos intrusivos. Estes minerais podem ser oriundos da

assimilação de elementos primários como o Zn, Fe e Ti das rochas encaixantes básicas da Formação Hilário.

Figura 27 – Imagem BSE e seus respectivos resultado EDS da amostra MD-21e onde foi identificada a presença de minerais da série Zn-Fe-Ti. A imagem A representa a Nenadkevichita e a imagem B é referente ao mineral do grupo da zircônia, a baddeleyíta.



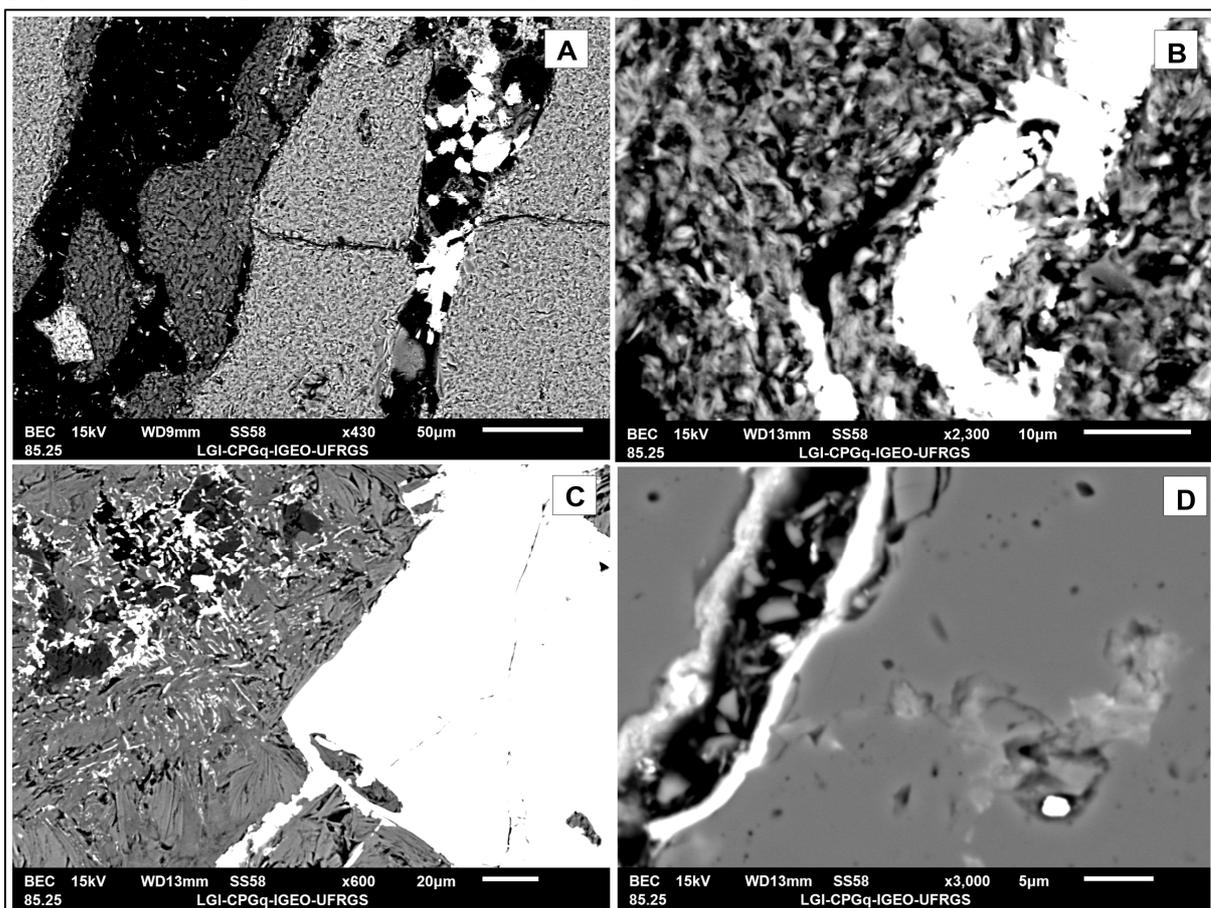
Fonte: Autora.

Os minerais com quantidades significativas de terras raras foram agrupados em uma única classe por semelhanças físicas e composicionais. A monazita, goyazita e alunita foram os principais minerais identificados com grande presença de terras-raras. A monazita e a goyazita são encontradas em veios normalmente acompanhadas por apatita e fluorita. Já a alunita é encontrada como cristais euédricos próximos a grandes massas de minerais opacos da série Zn-Fe-Ti, principalmente a Jarosita.

A goyazita e a monazita são fosfatos que juntamente com outros minerais compõe a série da crandallita. Os minerais da série da crandallita, de fórmula geral simplificada $A Al_3 (PO_4) (PO_3OH) (OH)_6$, recebem tradicionalmente denominações de

acordo com o cátion predominante na posição **A**, sendo crandallita-Ca, goyazita-Sr, plumbogummita-Pb, gorceixita-Ba e florencita e monazita-ETR (Figura 28).

Figura 28 - Imagem BSE de minerais de terras raras obtidas com estudo de Microscopia Eletrônica de Varredura. As imagens A e B são referentes a amostra MD-21c e mostram a presença de Monazita nos veios. As imagens C e D são referentes a amostras MD-5, sendo a C demonstrando a alunita e pequenos veios de goyazita e a imagem D demonstra a presença de monazita com fluorita no veio.



Fonte: Autora.

A série crandallita pode ser incluída na família alunita-jarosite (mencionada nos resultados de Difração de Raios-X) por semelhança estrutural. Esta semelhança estrutural causa uma considerável dificuldade na determinação das características ópticas destes minerais, devido principalmente à ocorrência de cristais de pequenas dimensões e suas associações a outras fases minerais distintas.

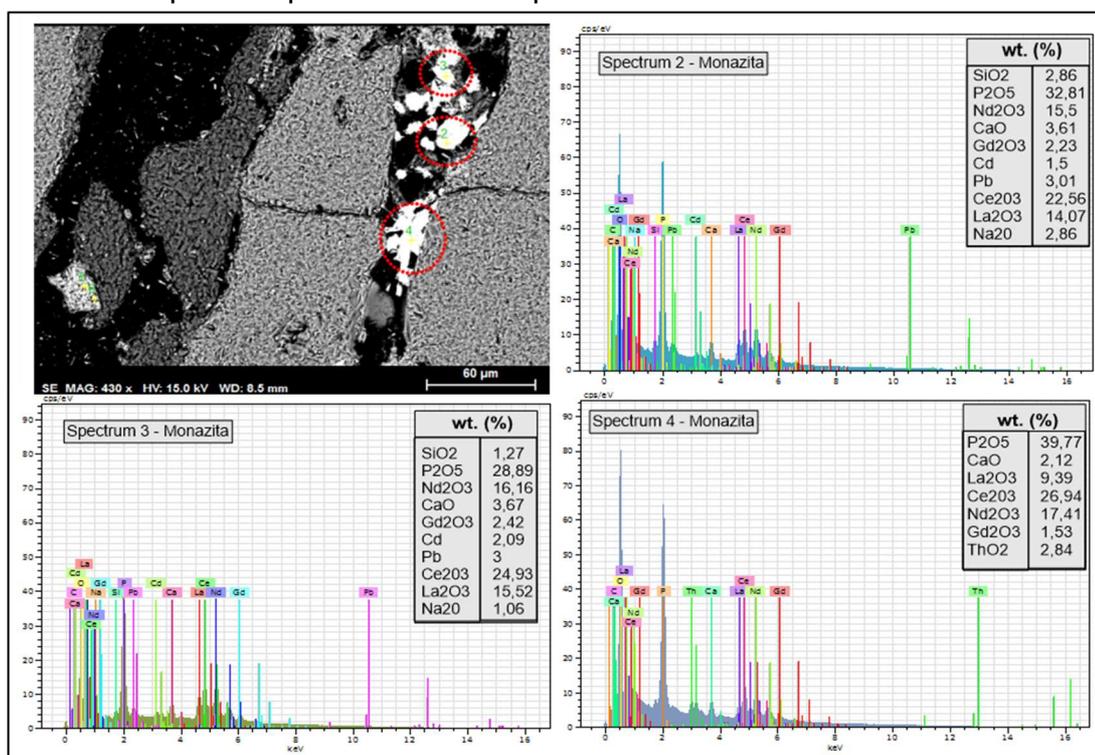
Apesar da dificuldade de distinção entre os membros da família alunita-jarosite e da série da crandallita, juntos eles fornecem características térmicas do meio através de sua composição química. Gilkes & Palmer (1979) definiram que os minerais da série crandallita alteram-se em fase amorfa a 500°C para apatita e em temperaturas entre o intervalo de 750°C a 850°C formam-se através de processos

de calcinação fosfotridimita, tridimita e coríndon. Os mesmos autores também ressaltam que a presença de goyazita com o sítio **A** composto pelo cátion Sr indica um ambiente com alta salinidade e de fácil evolução hidrotermal.

Segundo Vieillard *et al.* (1979), a evolução hidrotermal dos fosfatos primários da série da crandallita (como o caso da goyazita, apatita, etc.), além da alta salinidade do meio, também depende de outros parâmetros como o pH, atividade de H_3PO_4 e dos cátions envolvidos nas novas fases (Na, Ca, Sr, Al, Fe, Pb, etc.). Estes parâmetros estão intimamente ligados as características mineralógicas, petrográficas e tectônicas das rochas envolvidas. O clima e a morfologia também influenciam bruscamente no comportamento dinâmicos dos minerais de ETR.

Quando ocorre processos de alteração hidrotermal são liberados íons que não são prontamente lixiviados, estes íons são reincorporados a novas reações mineralógicas formando novas estruturas fosfáticas. Em ambientes alcalinos estes processos de alteração hidrotermal levam à formação de fosfatos aluminosos da série da crandallita, destacando a formação de monazita encontrada em veios na área de estudo (Figura 29).

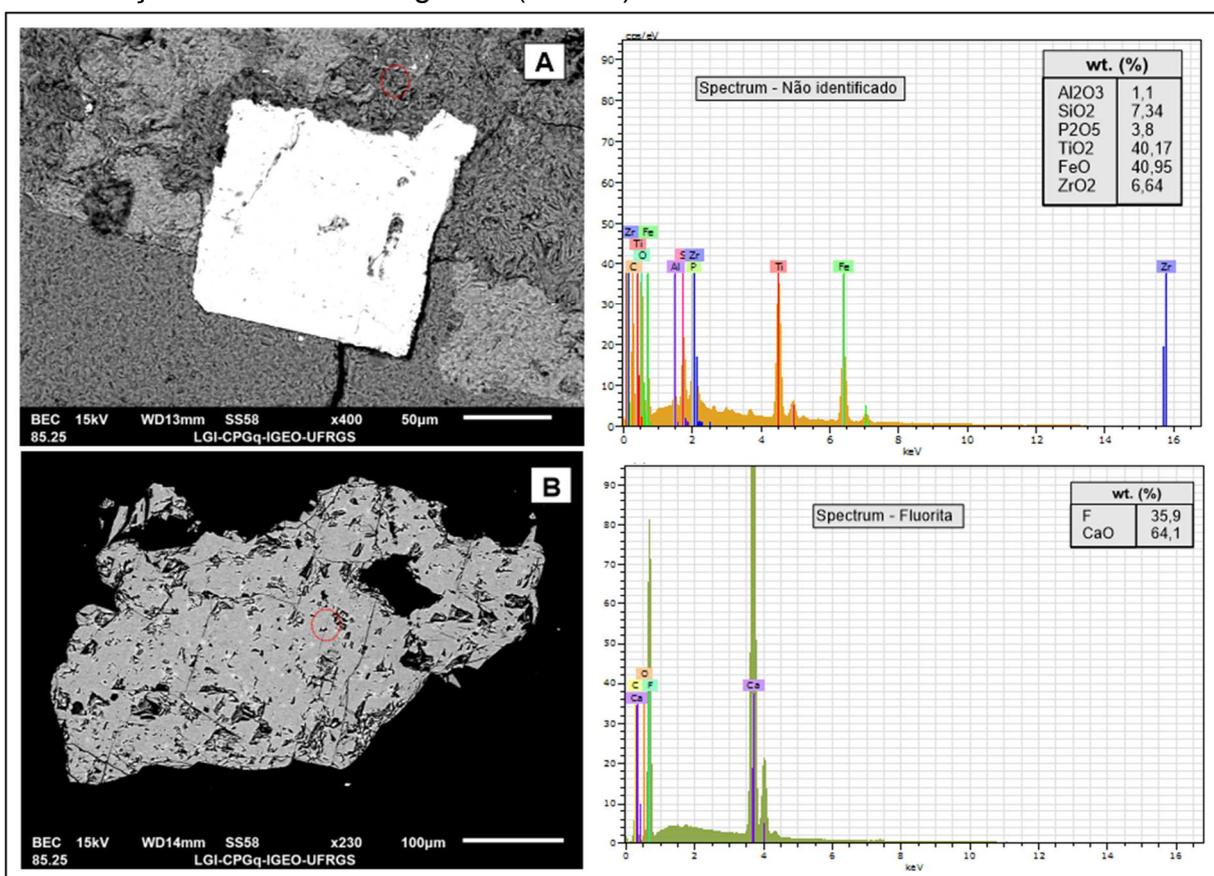
Figura 29- Imagem BSE e seus respectivos resultado EDS da amostra MD-21e onde foi identificada a presença de monazita em veios como pode ser observado nos resultados dos picos espectrais de cada ponto analisado.



Fonte: Autora.

Com o estudo da MEV também foram identificados minerais disseminado nas rochas e em veios como a fluorita, halita, coríndon, silimanita e metais nativos como Ni, Cr e Sn. Outros minerais com estruturas anédricas não foram classificados (Figura 30), pois somente estudos com a Microscopia Eletrônica de Varredura não foram conclusivos, necessitando a realização de estudos em Microsonda Eletrônica.

Figura 30 - Imagem BSE e seus respectivos resultados EDS obtidos com estudo microscópio eletrônico de varredura. Imagem A (MD-21e) não foi possível a identificação mineral e a imagem B (MD-1b) refere-se a uma fluorita.



Fonte: Autora.

Os minerais não identificados (ANEXO B) com presença de terras raras e fosfatos podem ser oriundos da dissolução dos minerais fosfáticos primários contidos na rocha. A diluição destes minerais fosfáticos proporciona através do produto gerado a recristalização de minerais com estruturas diferentes, sendo dois tipos: as apatíticas e as não-apatíticas.

Nas estruturas não-apatíticas, onde se enquadram minerais da série crandallita, o fósforo seria em parte fixado com outros cátions em fases secundárias

formando a monazita como citado anteriormente e em outra parte migraria até atingir horizontes levemente alcalinos formando apatita secundária enriquecida com elementos como Pb, U, Y, Mn, Zr e Nb. Bottinelly (1976) ressaltou que a presença de minerais fosfáticos influencia diretamente na dinâmica dos elementos terras-raras e metálicos, pois se não fossem as neofomações fosfáticas estes elementos seriam lixiviados do ambiente em questão, não sendo possível ocasionar a sua concentração como identificado na Mina Dourada.

6 DISCUSSÃO

Através de compilação dos resultados dos estudos de petrografia, Difração de Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura, foi possível estabelecer uma correlação direta entre os processos de alteração hidrotermal com os processos mineralizantes da Mina Dourada.

A principal etapa para a realização deste trabalho foi a campanha de mapeamento geológico, a qual permitiu estabelecer a correlação das diferentes litologias, contatos e estruturas. A identificação dos contatos graduais entre os sienogranitos e sienogranitos microcristalinos foi possível com o uso da gamaespectrometria através de estudos de Martins *et al.* (2015, **em preparação**), sendo os canais de U e Th os principais delimitantes dos sienogranitos microcristalinos devido ao alto conteúdo de monazita (ETR, Th e \pm U) em vênulas e veios.

Após a compilação dos dados geofísicos, geológico-estrutural e petrográficos foi elaborado um mapa geológico de detalhe na escala de mapeamento 1:500, apresentado no item 4.2.1 deste trabalho. Este mapa serviu de base para a separação das amostras para os estudos laboratoriais de Difração de Raios-X e Microscopia Eletrônica de Varredura.

Os dados de Difração de Raios-X permitiram reconhecer as fases minerais associadas aos argilominerais do tipo caolinita e illita. Estes argilominerais estão associados a presença de quartzo, alunita-jarosita e pirita, reconhecendo uma Zona de alteração Argílica Avançada. Também foi observado nas áreas com esta paragênese mineral veios de barita cortando veios de quartzo, indicando ser estágio final de processos hidrotermais.

Com os estudos de Difratometria de Raios-X também foi possível identificar a sequência paragenética mineralógica alunita, plagioclásio (albita), anidrita e biotita como mineral de substituição que caracteriza uma Zona de alteração Potássica. Esta Zona de alteração Potássica tem grande importância econômica pois ocorre predominantemente em todos os depósitos do tipo Pórfiros ricos em ouro.

Os estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura permitiram estabelecer duas outras sequências paragenéticas sendo a associação mineralógica Zn-Fe-Ti e a relação jarosita-alunita com minerais ricos em elementos terras raras.

Outras informações relevantes para o entendimento evolutivo da área de estudo foram sintetizadas a seguir:

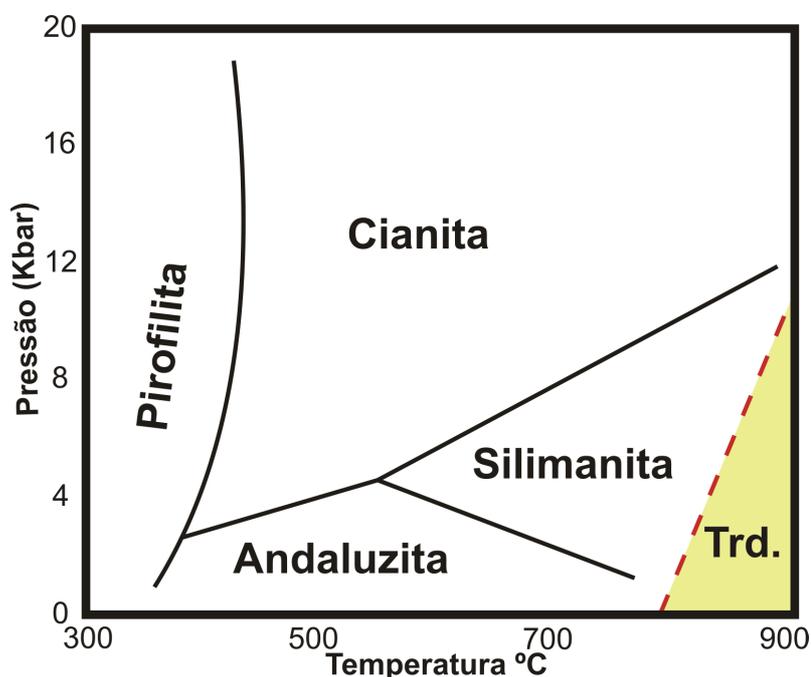
i. A presença de jarosita-alunita e coríndon na área de estudo é explicada devido a origem de processos de metassomatismo de dessilicificação que ocorreu concomitantemente com a intrusão dos corpos ígneos do Complexo Intrusivo Lavras do Sul. Este processo metassomático está diretamente interligado com a formação da possível zona de alteração Potássica reconhecida na área de estudo, pois são reações de hidrólise que controlam a estabilidade de feldspatos em ambientes de alteração hidrotermal.

As reações de hidrólise ocasionam a transferência de K^+ , Na^+ , Ca^{2+} e outros cátions dos minerais para as fases em solução e o H^+ se incorpora nas fases sólidas remanescentes (tardias), fazendo com que haja um empobrecimento de H^+ no fluido hidrotermal. Quando o fluido hidrotermal fica empobrecido em H^+ , automaticamente há um aumento do pH da solução hidrotermal, gerando como subproduto o SiO_2 concentrados em fraturas. Mas quando a hidrólise atinge a estabilidade das micas aluminosas os fluidos adquirem caráter ácido dando origem a sulfatos de Al (K-Fe), sendo os sulfatos da família alunita (K) – jarosita (Fe). Quando há a perda de SiO_2 ocasiona o enriquecimento do fluido hidrotermal em Al e O, formando por sua vez o coríndon, gerando a sequência alunita-jarosita-coríndon.

ii. O reconhecimento de alguns minerais permitiu a identificação de características físico-químicas do fluido hidrotermal contribuindo para o entendimento de características térmicas do meio. A tridimita, silimanita e coríndon são minerais que se cristalizam em altas temperaturas, sendo o coríndon em temperaturas superiores a $500^{\circ}C$ e a silimanita e a tridimita temperaturas acima de $600^{\circ}C$, mas em baixa pressão (Figura 31).

A tridimita, quando presente, indica que houve excesso de sílica no magma e a silimanita que havia grandes teores de alumina no sistema. Outro mineral onipresente nas análises foi a ilmenita, que em questões evolutivas indica baixas condições de pressão parcial de oxigênio (fugacidade de oxigênio) durante a cristalização das rochas sienograníticas. A presença de goyazita e halita indicam um ambiente com alta salinidade.

Figura 31 - Diagrama Pressão versus Temperatura com as fases dos silicatos de alumínio e tridimita.



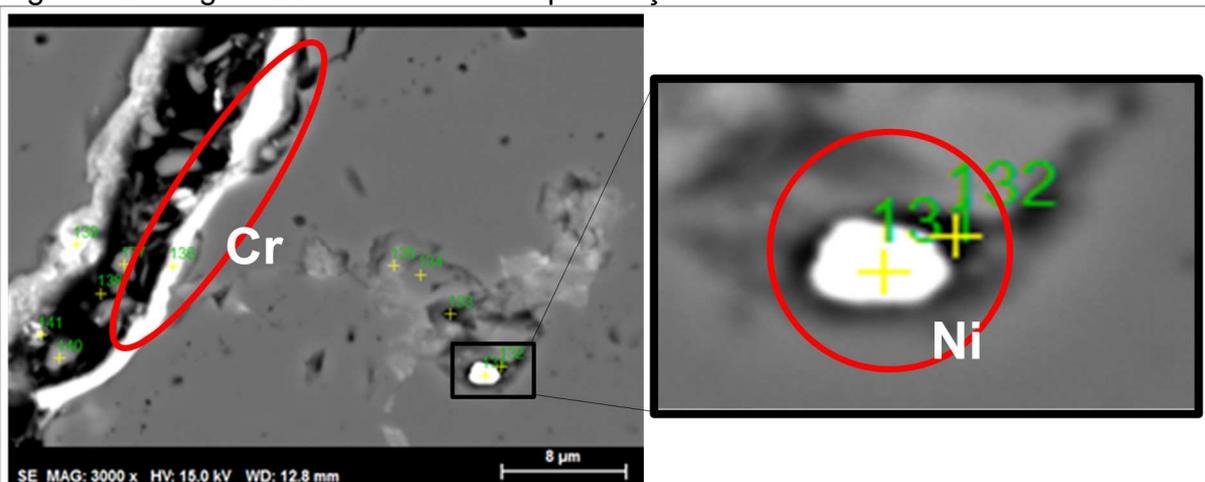
Fonte: Extraído e modificado de Hedenquist (1997).

iii. A presença de minerais anédricos fosfosilicáticos reconhecidos nas rochas sienograníticas microcristalinas estão ligados a processos de dissolução dos minerais fosfáticos primários contidos na rocha juntamente com minerais de alteração supergênica silicatados. Quando o produto da dissolução dos fosfatos primários é incorporado a cátions de raio iônico grande em fases secundárias, como os elementos terras raras e elementos radioativos (U e Th), forma-se a monazita.

Quando não há a incorporação de cátions nestas fases de alteração há a formação de apatita secundária enriquecida em elementos distintos como Pb, U, Mn, Zr e até mesmo com SiO₂ formando minerais fosfosilicáticos, a qual a identificação somente seria possível com uso de microsonda eletrônica ou geoquímica mineral.

iv. Como a Mina Dourada é conhecida pela presença de mineralizações auríferas foram identificados a presença de metais nativos como o próprio ouro, níquel e cromo em veios com auxílio de MEV. O ouro encontrado estava associado a aglomerados de pirita, enquanto o níquel e cromo encontravam-se isolados em veios de quartzo (Figura 32). Para um melhor detalhamento destas mineralizações e estudos é necessário um mapeamento 3D com auxílio de furos de sondagem, a qual será programada para projetos futuros acompanhados com estudos isotópicos.

Figura 32 Imagem EDS destacando a presença de metais nativos como Cr e Ni.



Fonte: Autora.

7 CONCLUSÕES

Através dos resultados obtidos neste trabalho foi elaborado uma compilação dos resultados com intuito de estabelecer uma correlação espacial das zonas de alteração hidrotermal entre as principais minas da borda leste do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, sendo as Minas Dourada, Cerro Rico e Volta Grande. Para a realização desta compilação foram utilizados trabalhos de Mexias (1990) e Rojas (2007), além de imagens aéreas e fotointerpretações da área de estudo extraídas e modificadas de Senhorinho (2012).

Primeiramente foram analisados o comportamento estrutural da borda leste do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, a qual poderia influenciar no padrão das zonas de alteração hidrotermal (Figura 33). Esta análise consistiu na verificação da presença de lineamentos regionais que poderiam ajudar em uma pré-interpretação do comportamento destas zonas de alteração.

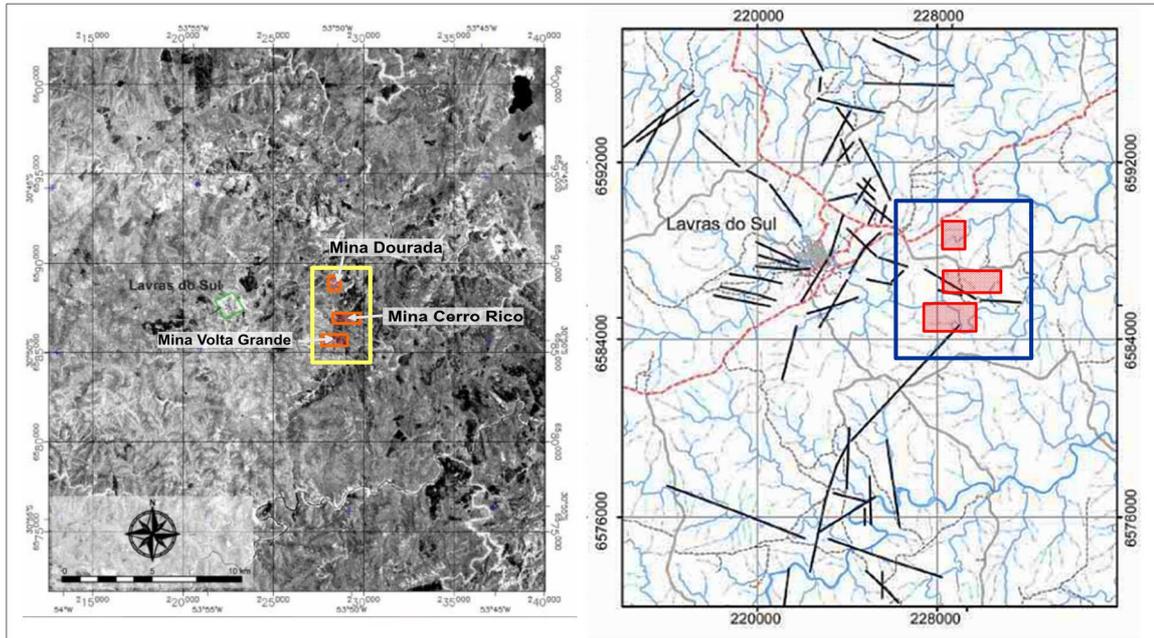
Em seguida foram analisadas imagens de satélite de composição RGB 541 ressaltando as áreas alvos em tonalidades de vermelho e magenta onde Senhorinho (2012) identificou alguns padrões de alteração hidrotermal (Figura 34). Desta forma com o uso destas imagens de satélite foram locados pontos da Mina Dourada onde previamente foram reconhecidas as zonas de alteração Argílica e Potássica. Estas zonas de alteração possuem um espectro refletido semelhante em toda a sua extensão possibilitando traçar áreas com mesmo espectro, confirmando os padrões estabelecidos por Senhorinho (2012). Também foram realizadas as análises de espectros pontuais para as regiões das Minas Cerro Rico e Mina Volta Grande.

Na região da Mina Cerro Rico foi utilizado o trabalho de Rojas (2007), onde o autor elaborou um estudo da paragênese mineral, possibilitando a identificação de pontos com coordenadas para a análise do espectro de zonas de alteração hidrotermal. Já para a região da Mina Volta Grande foi utilizado o trabalho de Mexias (1990), onde o autor realizou estudos de inclusões fluídas e de paragênese mineral concretizando as áreas de alteração hidrotermal presentes.

Após toda a análise de imagens de satélite e compilação dos dados dos diversos trabalhos anteriormente citados, foram locados os pontos onde já haviam a caracterização das zonas de alteração hidrotermal das três minas situadas na área. A partir destes pontos foi possível interpolar os dados gerando um mapa em 2D teórico do comportamento das zonas de alteração hidrotermal para a borda leste do

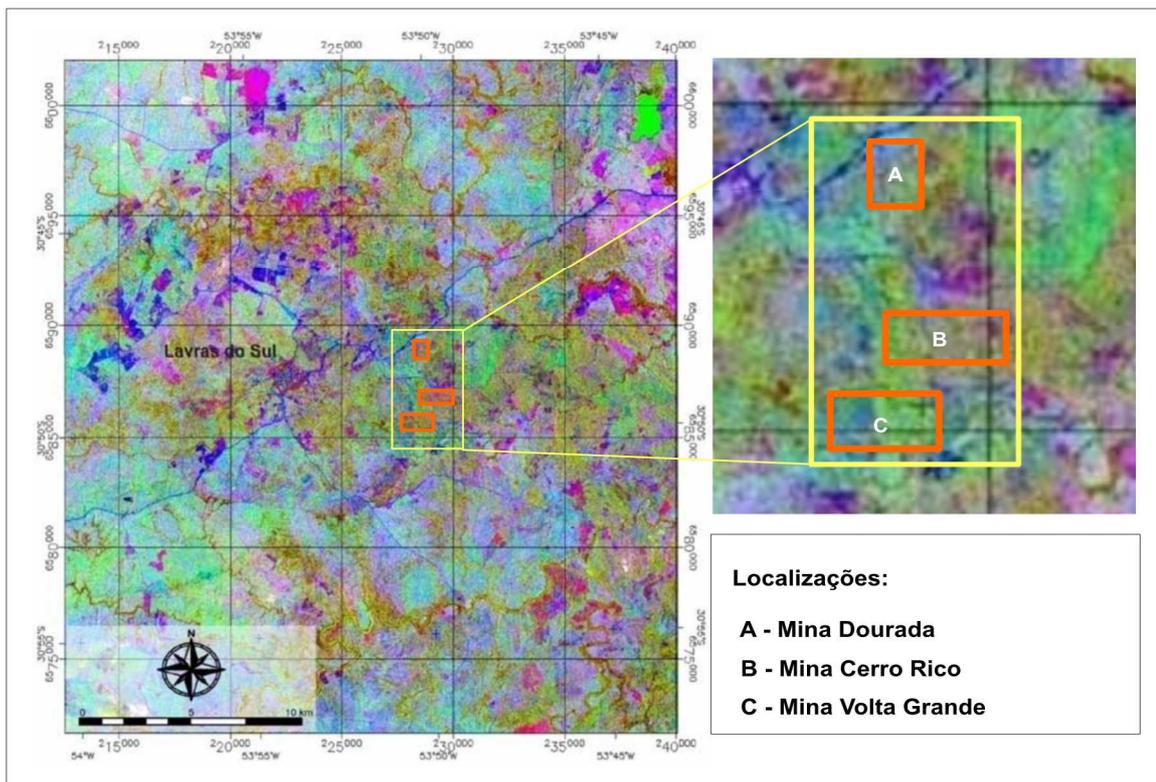
Complexo Intrusivo Lavras do Sul (Figura 35), nesta interpolação levou-se em conta contatos litológicos, estruturas como lineamentos e falhamentos e tipos de vegetação predominante.

Figura 33- Imagem de satélite (esquerda) e Lineamentos ressaltados por fotointerpretação (direita) das áreas de estudo.



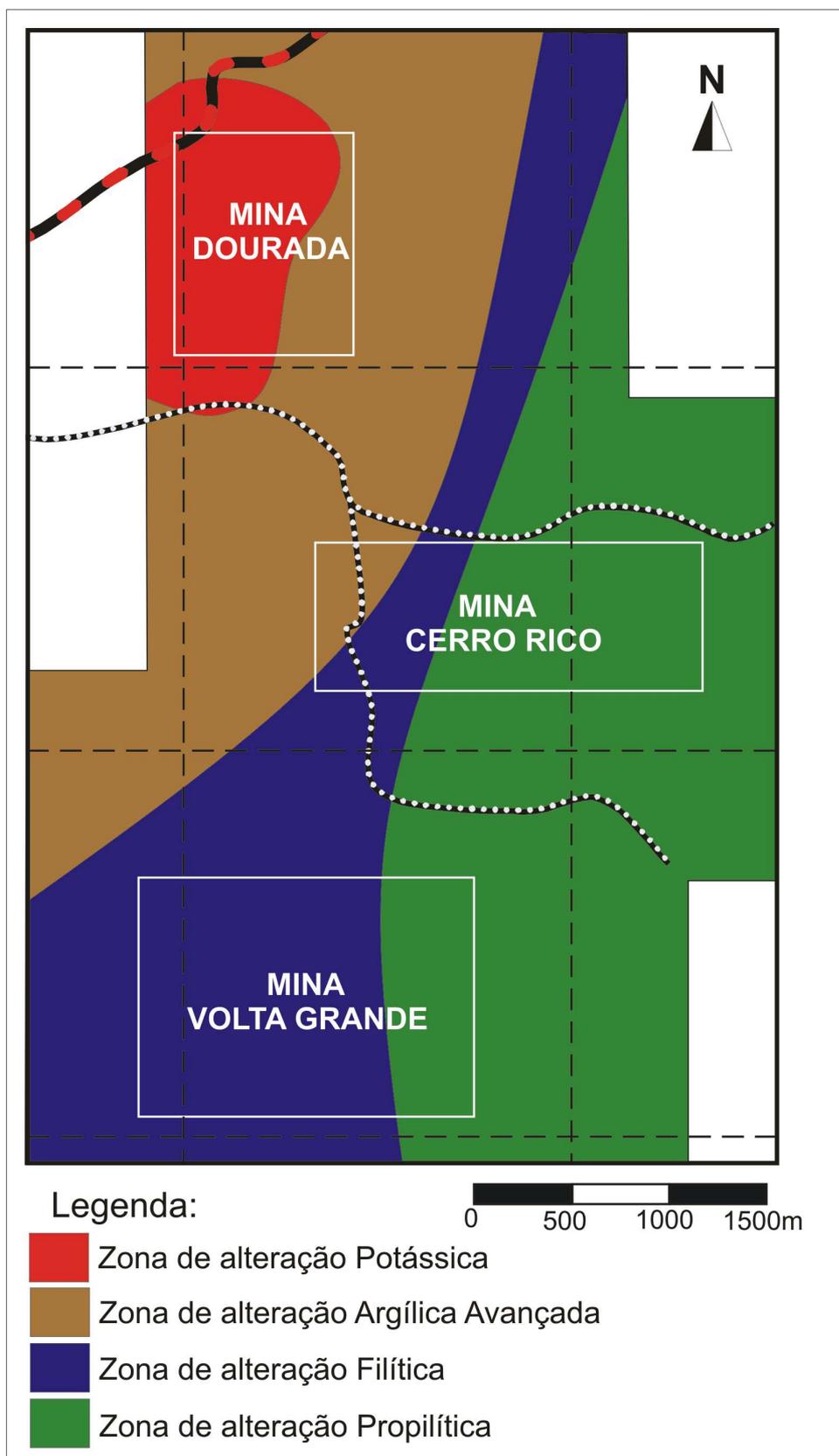
FONTE: Extraído e modificado de Senhorinho (2012).

Figura 34 - Imagem com composição RGB 541 ressaltando as áreas em estudo.



FONTE: Extraído e modificado de Senhorinho (2012).

Figura 35 - Mapa das zonas de alteração hidrotermal das Minas Dourada, Cerro Rico e Volta Grande.



FONTE: Autora.

Contudo, fazendo uma análise geral dos dados obtidos podemos concluir que a área de estudo (Mina Dourada) em conjunto com as Minas Cerro Rico e Volta Grande, possivelmente se enquadrariam dentro do modelo do tipo Pórfiro-Au, correspondendo a Mina Dourada a uma região de “raiz” onde encontra-se a zona de alteração Potássica. Esta hipótese é reafirmada com o mapa de alteração hidrotermal gerado (Figura 35), que permite observar um comportamento evolutivo das zonas de alteração a partir do corpo intrusivo principal monzogranítico. Este comportamento é representado pela progressiva evolução das zonas de alteração, sendo alteração Potássica (Mina Dourada), Filítica (Mina Volta Grande), Argílica Avançada e de forma distal a zona de alteração Propilítica (Mina Cerro Rico).

Sabe-se que normalmente um depósito do tipo pórfiro, como apresentado no Estado da Arte deste trabalho, é composto por uma sequência de Zonas de alteração. A ocorrência destas zonas de alteração está intimamente interligada com processos mineralógicos e hidrotermais, o qual segue uma ordem evolutiva a partir da intrusão magmática:

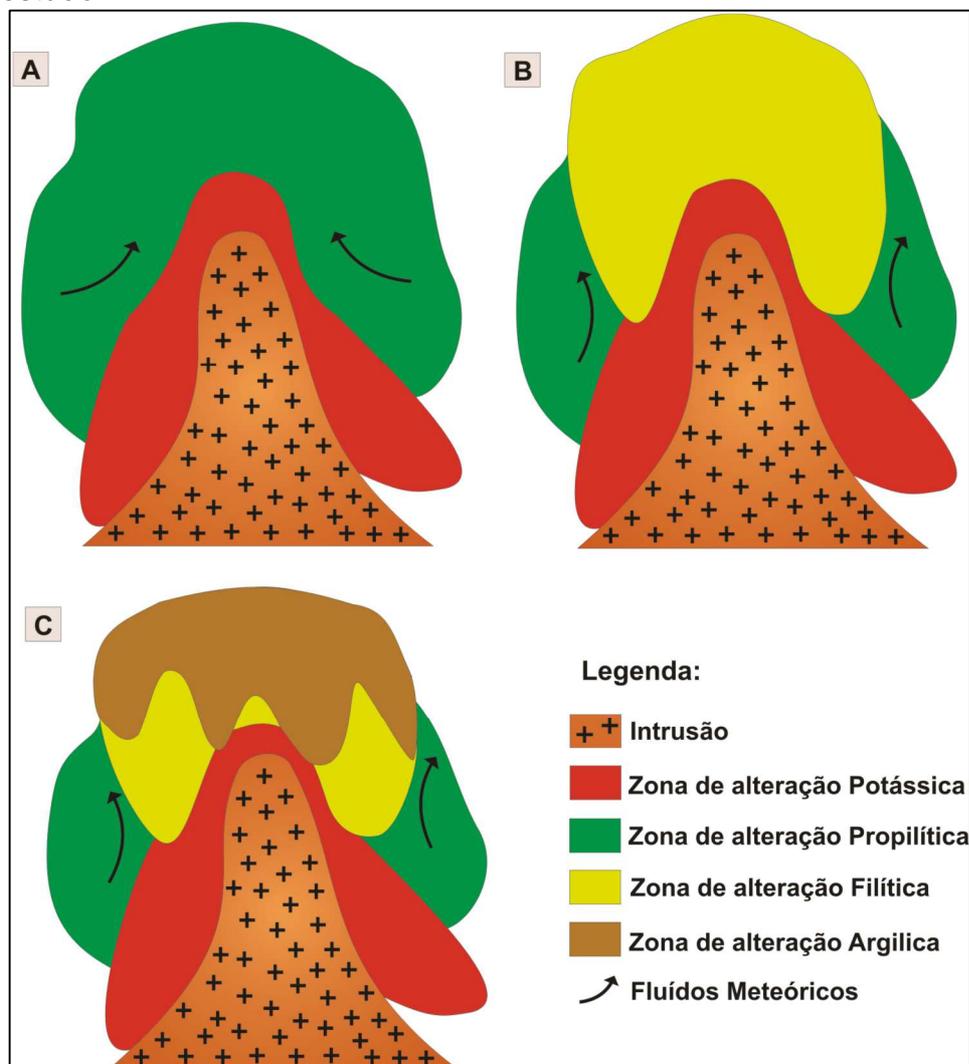
- i-** Zona de Alteração Potássica;
- ii-** Zona de Alteração Filítica;
- iii-** Zona de alteração Argílica e Argílica Avançada;
- iv-** Zona de alteração Propilítica.

No mapa das zonas de alteração hidrotermal onde encontra-se as Minas Dourada, Cerro Rico e Volta Grande (Figura 35), observa-se que a Zona de alteração Argílica Avançada aparece próximo a Zona de alteração Potássica ao invés de ser a Zona de alteração Filítica. Para ilustrar o porquê desta ocorrência foi gerado um possível modelo para explicar a inversão de aparecimento de ordem sequencial das Zonas de Alteração (Figura 36). Este modelo foi gerado através dos dados obtidos em campo, da compilação dos resultados das Minas Cerro Rico, Mina Volta Grande e Mina Dourada e referências bibliográficas sobre depósitos do tipo Pórfiro.

Primeiramente, quando há a intrusão de um corpo magmático tem-se a presença de fluidos meteóricos e fluidos magmáticos que reagem com a rocha encaixante. No momento desta reação é formada uma Zona de alteração Potássica no entorno do corpo intrusivo e nas zonas adjacentes forma-se uma Zona de Alteração Propilítica pela maior participação de fluidos meteóricos (Figura 36-A).

Após este processo inicial os fluidos quentes (fluidos hidrotermais oriundos da interação magma e rocha encaixante) por estarem ricos em voláteis tendem a subir para níveis mais superficiais, ocasionando a formação sobre o corpo intrusivo de uma Zona de alteração Filítica (Figura 36-B). Quando a Zona de alteração Filítica entra em contato com maiores proporções de fluidos meteóricos ocorre processos de alteração supergênicas formando uma Zona de alteração Argílica. A morfologia da Zona de alteração Argílica depende de questões estruturais (falhas e fraturas) e desta forma não se tem um limite de interação, podendo ser irregular e até mesmo substituir a Zona de alteração Filítica (Figura 36-C).

Figura 36 - Modelo proposto para a evolução dos processos hidrotermais para a área de estudo.

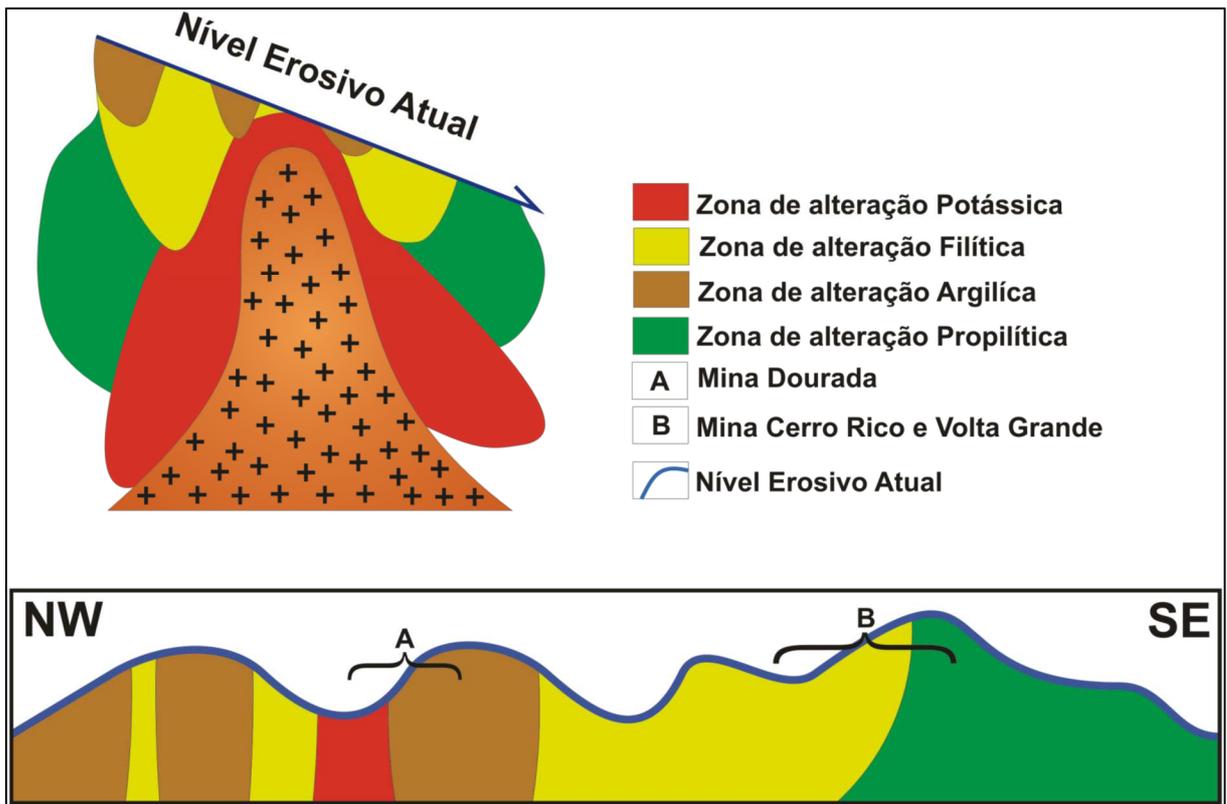


FONTE: Autora.

Desta forma, quando se analisa o nível erosional atual, proposto por Mexias (2000) em seu modelo embasado sobre a mina Volta Grande, poderão ocorrer inversões posicionais das zonas de alteração por causa das estruturas de

sobreposição esféricas características de um depósito do tipo Pórfiro (Figura 37), explicando a organização das zonas de alteração hidrotermal identificadas nas áreas de estudo deste trabalho.

Figura 37 - Modelo evolutivo proposto para a área de estudo demonstrado o nível erosivo atual em forma de perfil identificando o posicionamento real das minas em estudo para o modelo.



FONTE: Autora.

Por fim, cabe salientar que para a concretização deste modelo proposto neste trabalho são necessários estudos de maior detalhe mineralógicos em Microsonda Eletrônica e estudos isotópicos para caracterizar a evolução dos sistemas hidrotermais, podendo desta forma correlacionar o posicionamento cronológico com a formação das zonas de alteração hidrotermal para a área de estudo.

8 REFERÊNCIAS

ALMEIDA, D. DEL P. M., CHEMALE JR, F., MACHADO, A. **Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil.** In: Petrology - New Perspectives and Applications ed.: InTech, 2012, v.5, p. 73-105. 2012.

ALMEIDA, D. DEL P.; ZERFASS, H.; BASEI, M.; PETRY, K. & GOMES, C. **The Acampamento Velho Formation, a Lower Cambrian bimodal volcanic package: geochemical and stratigraphic studies from the Cerro do Bugio, Perau and Serra de Santa Bárbara (Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul, RS – Brazil).** Gondwana Research, Vol.5, Nº3, pp. 721-733. 2002.

ALMEIDA, D. P. M.; ZERFASS, H.; BASEI, M. A. S. **Mineralogia, Geoquímica e Novas Idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã.** In: Congresso Brasileiro de Geologia. p. 19-21. 1996.

BARBOSA, A. F., & CONSTANTINO, WALDEMAR. **A Mineralização de Cobre de Volta Grande e sua Relação com o Granito Lavras, Estado do Rio Grande do Sul.** Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 10, 41-47. 1961.

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

BONGIOLO, E. M. **Mineralização de Ouro na Região de Lavras do Sul/RS. Alteração Hidrotermal Associada.** Porto Alegre. 131p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2008.

BOTINELLY, T. **A review of the minerals of the alunite-jarosite, beudantite, and plumbogummite groups.** Journal of Research USA Geological Survey, 4(2): 213-216. 1976.

CARDOSO, J. J. B. **Estudo do Inchamento de Bentonitas Sódicas e Avaliação do Desempenho de Inibidores pela Difração de Raios-X.** Tese de Doutorado. UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO. 2005.

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

CHEMALE Jr, F. **Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 13-52. 2000.

DANA, J. D. **Manual de Mineralogia** (Dana-Hurlbut). São Paulo, Livros Técnicos e Científicos Editora SA, 1981.

GASTAL, M.C.P. & LAFON, J.M. **Gênese e Evolução dos Granitóides Metaluminosos de Afinidade Alcalina da Porção Oeste do Escudo Sul-rio-grandense: Geoquímica e Isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb.** Revista Brasileira de Geociências, 28(1):29-44.1998.

GASTAL, M.C.P. **Suíte Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de Um Modelo Petrológico.** Porto Alegre. 365p. Tese de Doutorado em Ciências, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.1997.

GILKES R. J. & PALMER B. **Calcined Christmas Island C-grade rock phosphate fertilizers: Mineralogical properties, reversion and assessment by chemical extraction.** Australian Journal of Soil Research, 17: 467-481. 1979.

GOÑI, J. C. **O Rapakivi Lavras-Jazidas Metalíferas Associadas-Lavras do Sul-Rio Grande do Sul (Estudos Preliminares), Brasil.** Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre, vol 7. 107p.1961.

GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G., & ROBERT, F. **Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types.** Ore geology reviews, 13(1), 7-27. 1998.

HARTMANN, L.; SANTOS, J. & MCNAUGHTON, N. **Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, Southern Brazilian Shield.** International Geology Review, Vol. 50, pp. 364–374. 2008.

HARTMANN, L.; SILVA, L.; REMUS, M.; LEITE, A. & PHILIPP R. **Evolução Geotectônica do sul do Brasil e Uruguai entre 3,3 Ga e 470 Ma.** 2 Congresso Uruguayo de Geologia, pp.277-284. 1998.

HEDENQUIST, J. W. **Epithermal gold deposits: Styles, characteristics and exploration.** Centre for Strategic Mineral Deposits – Department of Geology & University of Western Australia, a Short Course, 139p.1997.

HEDENQUIST, J.W. & LOWENSTERN J. B. **The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits.** Nature, 370: 519-527. 1994.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.; FERREIRA DA T.; FRAGOSO-CESAR, A. R.; SOUZA D'A., M.; DANTAS, E. & TOHVER, E. **The continental Record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications.** Terra Nova, Vol. 20, pp. 259-266, Publ. Online. 2008.

JOST, H. & HARTMANN, L.A. **Província Mantiqueira – Sector Meridional.** In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y. (Ed.). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blücher, p. 345-368. 1984.

KAUL, P.F.T. & ZIR FILHO, J.A. **Mineralizações Auríferas de Lavras do Sul, Tipos, Controle Tectônico, Aspectos Genéticos e Guias para a Localização de Novos Corpos Mineralizados.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. 1974, Porto Alegre, RS. Anais... Porto Alegre, RS, SBG. p. 115-130.1974.

KATO, T. & MIÚRA, Y. **The crystal structures of jarosite and svanbergite.** Mineralogical Journal, v. 8, n. 8, p. 419-430, 1977.

LEITE, J. A. D. **Datação SHRIMP U/Pb em zircões e o exemplo de dois corpos graníticos contrastantes no Escudo Sul-riograndense.** Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, v. 6, p. 5-12, 1995.

LICCARDO, A. **Safiras de Indaiá, MG – Mineralogia, Geologia e Gemologia.** Dissertação de mestrado. 1999.

Universidade Federal de Ouro Preto, 126p.

LIMA, E. F. **Petrologia das Rochas Vulcânicas e Hipabissais da Associação Shoshonítica de Lavras do Sul – ASLS, RS.** Porto Alegre, 338 p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1995.

MARTINS, L., ILHA, L. M., LEANDRO, C. G., ALMEIDA, D. del P. M., ROSA, M. B. **Estudo gamaespectométrico e mineralógico em rochas alcalinas na Mina Dourada, Lavras do Sul-RS.** Pesquisa em Geociências, 2015. (*em preparação*).

MATTÉ, V.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; DANTAS, E. L.. **Petrologia e Geocronologia das rochas dioríticas do Platô da Ramada (RS) e relações com o vulcanismo alcalino da Formação Acampamento Velho (Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense).** In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia, 2012, Santos. Anais do 46º Congresso Brasileiro de Geologia, v. 1. 2012.

MEXIAS, A. S. **Alteração Hidrotermal e Mineralizações de Ouro Associada no Distrito Aurífero de Lavras do Sul/RS – A área do Bloco Butiá.** Porto Alegre. 360p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2000.

MEXIAS, A.S. **O Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande - Lavras do Sul/RS.** Porto Alegre. 182p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1990.

MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; MEUNIER, A. & BEAUFORT, D. **Composition and Crystallization of Corrensite in Volcanic and Piroclastic Rocks of Hilario Formation (RS) Brasil.** Sciences Geologiques, Mem., 88:135-143. 1990a.

MEXIAS, A.S.; FORMOSO, M.L.L.; MEUNIER, A. & BEAUFORT, D. **Considerações Sobre o Hidrotermalismo das Rochas Vulcanoclásticas da Região de Volta Grande - Lavras do Sul/ RS.** In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. 1990, Natal, RN. Anais... Natal, RN, SBG. p.10. 1990b.

MEXIAS, A.S.; GOMES, M.E.B.; FORMOSO, M.L.L.; MEUNIER, A. & Beaufort, D. **Estudo Geoquímico da Alteração Potássica e Propílitica Relacionada ao**

Metamorfismo de Contato do Sistema Hidrotermal Fóssil de Volta Grande - Lavras do Sul/RS. Memórias, 3:121-126. 1993.

NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. **A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS.** Revista Brasileira de Geociências, 15(2):139-46.1985.

NARDI, L.V.S. & LIMA, E.F. **The Lavras do Sul Shoshonitic Association: implications for the origin and evolution of Neoproterozoic shoshonitic magmatism in southernmost Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 11(1), 67-77. 1998.

NARDI, L.V.S. **Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brazil.** London. 268p. PhD Thesis. University of London. 1984.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR., F.; Lopes, R. C. A Bacia do Camaquã. In HOLZ, M.; DE ROS, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul.** Porto Alegre: Ed. Da Universidade/UFRGS, pp. 231-374. 2000.

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

REISCHEL, J.L. **Mineralizações Auríferas Associadas ao Complexo Granítico Lavras do Sul – RS.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32. Camboriú, SC. Anais, SBG. V.3, p.1700-1712.1980.

REMUS, M. V. D., HARTMANN, L. A., MCNAUGHTON, N. J., GROVES, D. I., & REISCHL, J. L. **Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil.** Gondwana Research, v. 3, n. 2, p. 155-174, 2000.

REMUS, M. V. D., MCNAUGHTON, N. J., HARTMANN, L. A., KOPPE, J. C., FLETCHER, I. R., GROVES, D. I., & PINTO, V. M. **Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources.** Journal of South American Earth Sciences, v. 12, n. 4, p. 349-366, 1999.

REMUS, M.; MCNAUGHTON, N.; HARTMANN, L. & FLETCHER, I.. **Zircon SHRIMP dating and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archean Paleoproterozoic basement.** II International Symposium on Granites and Associated Mineralization (pp. 271-272). II ISGAM, Salvador, BA, Brazil, SME-BA. 1997.

RIBEIRO, M. & TEIXEIRA, C.. **Datações de rochas do Rio Grande do Sul e sua influência nos conceitos estratigráficos e geotectônicos locais.** Inheríngia, Série Geológica, Vol. 3, pp. 109-120. 1970.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.A.; FIGUEIREDO F.P.M. & TESSARI, R.I. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS.** Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, 127:1-232.1966.

ROJAS J. N. L. **Caracterização Geológica e Mineral da Mina Cerro Rico – Leste de Lavras do Sul – RS.** Trabalho de Conclusão de Curso – UNISINOS, 2007.

SENHORINHO, MOISÉS O. **Identificação de padrões de alterações hidrotermais na Região de Lavras do Sul (RS) com o uso do sensoriamento remoto.** Programa De Pós-Graduação em Geociências. Tese de Mestrado. INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS. 2012.

SILLITOE, R. H. **Granite and metal deposits.** Episodes, 19(4): 126-133. 1996.

SKINNER, B. J. **Hidrothermal Mineral Deposits: What We Do and What we don't know.** In Barnes, Geochemistry of Hidrothermal Ore Deposits, 3rd Edition, p.1-29. 1997.

SOLIANI JR., E.; KOESTER, E. & FERNANDES, L.. **Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações petrogenéticas.** Geologia do Rio Grande do Sul, Holz, M. & De Ros, L.F. (Eds.), 175-230, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. 2000.

SOMMER, C.; LIMA, E.; NARDI, L.; FIGUEIREDO, A. & PIEROSAN, R.. **Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada**

Plateau, southernmost Brazil. Journal of South American Earth Sciences, Vol.18, Nº3, pp.237-254. 2005.

STRIEDER, A. J.; FERREIRA, F. J.; GASTAL, M. C. P. **Aspectos petrológicos gerais do Complexo Intrusivo Granítico Lavras do Sul – RS: re-interpretação das fácies graníticas e a gênese de depósitos Cu-Au.** *In:* Boletim de Resumos, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados I, Gramado, 1999.

SURFER. **Surface Mapping System Copyright©.** Golden Software, Inc. 1993-2011.

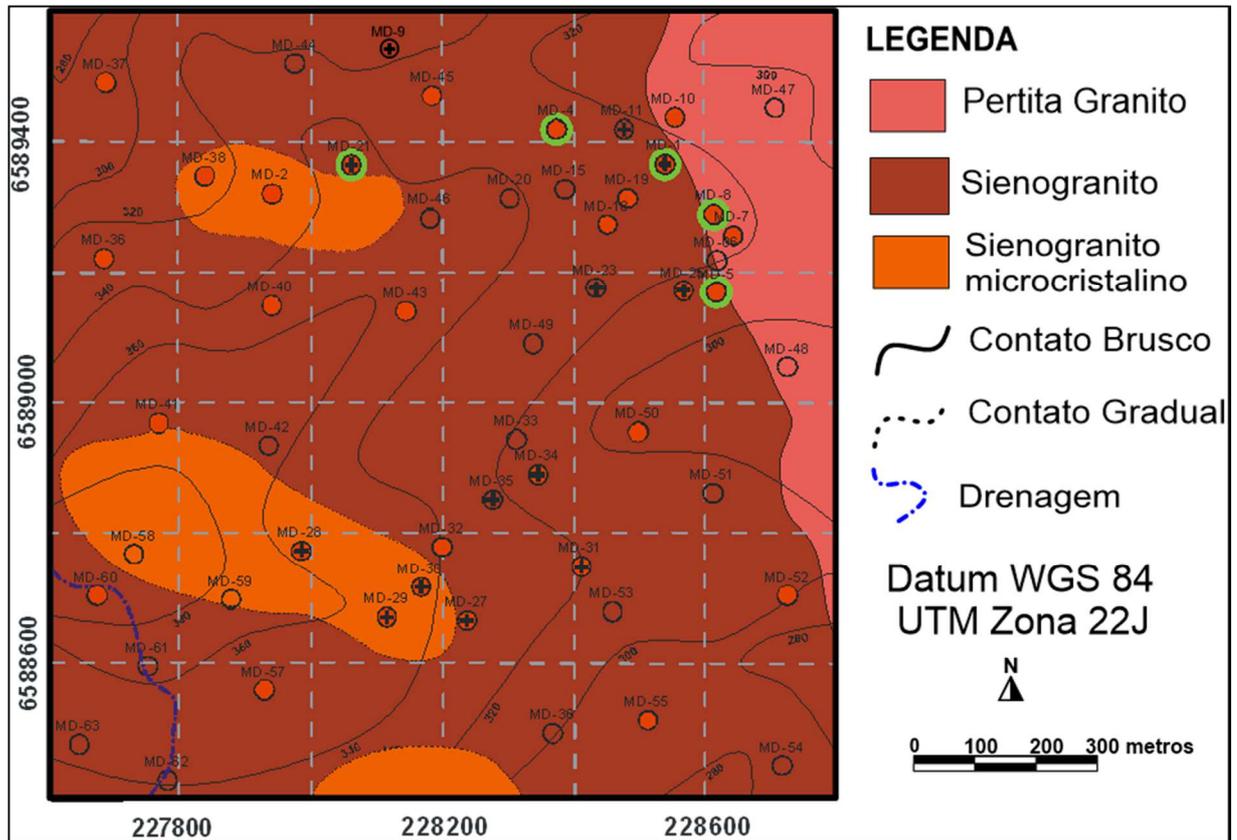
TEIXEIRA, E.A. & LEINZ, V. **Ouro no Bloco do Butiá.** Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM, 50, p. 81.1942.

VIEILLARD P. **Géochimie des Phosphates. Etude thermodynamique. Applications à la genèse à l'altération des apatites.** Sciences Géologiques, 51:1-181. 1979.

VIEIRA JR., N. & SOLIANI JR., E. **Um Novo Modelo Genético-Evolutivo para o Maciço Granítico de Lavras do Sul, RS.** Acta Geológica Leopoldensia, 12(29):143-160.1989.

ANEXO A

Figura 38 - Mapa geológico com os pontos das análises sobrepostos para ajudar na análise dos dados e guia para a leitura deste trabalho.



Fonte: Autora.

Tabela 4 - Localização, classificação das rochas e análises realizadas.

Ponto	X	Y	Rocha	Lâm.	DRX	MEV
1	227644	6589176	Sienogranito	X	X	X
2	228157	6589561	Sienogranito microcristalino	X		
3	228246	6588425	Sienogranito			
4	228773	6588975	Sienogranito	X		X
5	228768	6588430	Sienogranito	X		X
6	228771	6588490	Pertita Granito			
7	228754	6588554	Pertita Granito	X		
8	228764	6588636	Pertita Granito	X		X
9	228739	6588688	Sienogranito		X	
10	228764	6588760	Pertita Granito	X		
11	228727	6588825	Sienogranito		X	
12	228749	6588901	Sienogranito			
13	228737	6588963	Sienogranito			
14	228761	6589054	Sienogranito			

15	228747	6589112	Sienogranito			
16	228759	6589205	Sienogranito			
17	228759	6589298	Sienogranito			
18	228742	6589356	Sienogranito	X		
19	228756	6589435	Sienogranito	X		
20	228735	6589533	Sienogranito			
21	228752	6589583	Sienogranito	X	X	X
22	228640	6589583	Sienogranito			
23	228677	6589525	Sienogranito		X	
24	228669	6589478	Sienogranito			
25	228706	6589389	Sienogranito	X	X	
26	228689	6589346	Sienogranito			
27	228696	6589255	Sienogranito	X	X	
28	228708	6589191	Sienogranito microcristalino	X	X	
29	228696	6589124	Sienogranito microcristalino	X	X	
30	228718	6589073	Sienogranito microcristalino		X	
31	228718	6589013	Sienogranito	X	X	
32	228710	6588932	Sienogranito	X		
33	228722	6588774	Sienogranito			
34	228710	6588712	Sienogranito	X	X	
35	228710	6588578	Sienogranito		X	
36	228708	6588475	Sienogranito	X		
37	228713	6588437	Sienogranito	X		
38	228660	6588437	Sienogranito microcristalino	X		
39	228667	6588514	Sienogranito			
40	228650	6588590	Sienogranito	X		
41	228657	6588674	Sienogranito	X		
42	228662	6588753	Sienogranito			
43	228667	6588825	Sienogranito	X		
44	228657	6588887	Sienogranito			
45	228667	6588963	Sienogranito	X		
46	228643	6589025	Sienogranito			
47	228667	6589049	Pertita Granito			
48	228640	6589145	Pertita Granito			
49	228652	6589236	Sienogranito			
50	228640	6589327	Sienogranito	X		
51	228645	6589394	Sienogranito			
52	228635	6589501	Sienogranito	X		
53	228565	6589571	Sienogranito			
54	228568	6589490	Sienogranito			
55	228575	6589396	Sienogranito	X		
56	228585	6589320	Sienogranito			
57	228590	6589231	Sienogranito	X		
58	228568	6589147	Sienogranito microcristalino			
59	228570	6589073	Sienogranito microcristalino			

60	228582	6589011	Sienogranito	X		
-----------	--------	---------	--------------	----------	--	--

Fonte: Autora.

ANEXO B

Tabela 5 - Resultado das análises dos *spectrum* com estudos de Microscopia Eletrônica de Varredura.

Spectrum	Amostra	Composição (wt. %)		Mineral
1	MD_21_e	SiO2	29,47	Zircônia
		CaO	1	
		FeO	1,13	
		ZrO2	65,4	
		HfO2	2,99	
2	MD_21_e veio 1	SiO2	2,86	Monazita
		P2O5	32,81	
		Nd2O3	15,5	
		CaO	3,61	
		Gd2O3	2,23	
		Cd	1,5	
		Pb	3,01	
		Ce2O3	22,56	
		La2O3	14,07	
		Na2O	2,86	
3	MD_21_e veio 1	SiO2	1,27	Monazita
		P2O5	28,89	
		Nd2O3	16,16	
		CaO	3,67	
		Gd2O3	2,42	
		Cd	2,09	
		Pb	3	
		Ce2O3	24,93	
		La2O3	15,52	
		Na2O	1,06	
4	MD_21_e veio 1	P2O5	39,77	Monazita
		CaO	2,12	
		La2O3	9,39	
		Ce2O3	26,94	
		Nd2O3	17,41	
		Gd2O3	1,53	
		ThO2	2,84	
5	MD_21_e veio 1	Na2O	1,09	Illita
		Al2O3	19,12	
		SiO2	65,66	
		K2O	14,13	
6	MD_21_e veio 1	Na2O	0,96	Illita

		Al ₂ O ₃	19,29	
		SiO ₂	65,24	
		K ₂ O	14,5	
7	MD_21_e veio 2	Al ₂ O ₃	3,76	Monazita
		SiO ₂	6,08	
		P ₂ O ₅	32,96	
		CaO	1,7	
		FeO	3,39	
		La ₂ O ₃	11,26	
		Ce ₂ O ₃	24,31	
		Nd ₂ O ₃	15,73	
		Pb	0,82	
8	MD_21_e veio 2	Al ₂ O ₃	2,33	Monazita
		SiO ₂	4,31	
		P ₂ O ₅	37,15	
		CaO	2,74	
		Cd	2,14	
		La ₂ O ₃	10,2	
		Ce ₂ O ₃	22,82	
		Nd ₂ O ₃	15,79	
		Gd ₂ O ₃	2,52	
9	MD_21_e veio 2	Al ₂ O ₃	0,97	Monazita
		SiO ₂	1,27	
		P ₂ O ₅	37,74	
		CaO	2,36	
		Cd	1,88	
		La ₂ O ₃	11,65	
		Ce ₂ O ₃	25,7	
		Nd ₂ O ₃	15,71	
		Gd ₂ O ₃	2,72	
10	MD_21_e veio 2	Al ₂ O ₃	1,33	Monazita
		SiO ₂	2,9	
		P ₂ O ₅	34,34	
		CaO	2,88	
		Cd	2,07	
		La ₂ O ₃	10,95	
		Ce ₂ O ₃	25,55	
		Nd ₂ O ₃	16,37	
		Gd ₂ O ₃	2,74	
		Pb	0,85	
11	MD_21_e veio 2detalhe	MgO	2,15	Caolinita
		Al ₂ O ₃	32,45	
		SiO ₂	53,44	
		K ₂ O	7,9	
		FeO	3,49	

		Mo	0,56	
12	MD_21_e veio 2detalhe	MgO	1,94	Monazita + caulinita
		Al2O3	28,76	
		SiO2	49,27	
		P2O5	3,43	
		K2O	7,59	
		FeO	7,5	
		Mo	0,58	
		Ce2O3	0,93	
13	MD_21_e veio 2detalhe	Al2O3	6,71	Monazita + caulinita
		SiO2	66,82	
		P2O5	6,79	
		K2O	1,79	
		CaO	1,18	
		FeO	3,75	
		La2O3	3,42	
		Ce2O3	5,49	
		Nd2O3	4,05	
14	MD_21_e veio 2detalhe	MgO	1,21	Monazita + caulinita
		Al2O3	8,28	
		SiO2	65,58	
		P2O5	6,5	
		K2O	1,93	
		CaO	1,07	
		FeO	3,92	
		La2O3	3,16	
		Ce2O3	4,82	
		Nd2O3	3,54	
15	MD_21_e veio 2detalhe	MgO	2,07	Caolinita
		Al2O3	31,67	
		SiO2	51,73	
		K2O	7,94	
		FeO	6,6	
16	MD_21_e veio 2detalhe	MgO	1,73	Monazita + caulinita
		Al2O3	30,36	
		SiO2	50,57	
		P2O5	4,19	
		K2O	8,2	
		FeO	2,78	
		Mo	0,53	
		Ce2O3	1,63	
17	MD_21_e Ponto 2	TiO2	97,57	rutilo
		FeO	0,89	
		ZrO2	0,82	
		Mo	0,71	

18	MD_21_e Ponto 2	MgO	2,37	Illita
		Al ₂ O ₃	30,82	
		SiO ₂	54,55	
		K ₂ O	8,04	
		FeO	4,22	
19	MD_21_e Ponto 2	Al ₂ O ₃	11,61	Nenadkevichita
		SiO ₂	20,66	
		K ₂ O	3,08	
		TiO ₂	62,08	
		FeO	2,57	
20	MD_21_e Ponto 2	MgO	2,05	Illita
		Al ₂ O ₃	31,03	
		SiO ₂	52,47	
		K ₂ O	8,68	
		FeO	5,76	
21	MD_21_e Ponto 2	Al ₂ O ₃	14,59	Nenadkevichita
		SiO ₂	24,42	
		K ₂ O	3,49	
		TiO ₂	54,97	
		FeO	2,53	
22	MD_21_e Ponto 2	F	0,51	Nenadkevichita
		MgO	1	
		Al ₂ O ₃	15,66	
		SiO ₂	29,82	
		K ₂ O	4,53	
		TiO ₂	45,67	
		FeO	2,81	
23	MD_21_e Ponto 2	MgO	1,48	Nenadkevichita
		Al ₂ O ₃	22,62	
		SiO ₂	35,94	
		K ₂ O	4,42	
		CaO	0,9	
		TiO ₂	32,37	
		FeO	2,26	
24	MD_21_e Ponto 2	SiO ₂	99,13	Quartzo
		Sn	0,77	
25	MD_21_e Ponto 2	Al ₂ O ₃	3,71	Kupletskita
		SiO ₂	5,45	
		TiO ₂	81,61	
		FeO	3,5	
		ZrO ₂	1,42	
		Mo	1,31	
26	MD_21_e Ponto 2	MgO	1,99	Nenadkevichita
		Al ₂ O ₃	27,36	
		SiO ₂	50,82	

		K2O	6,8	
		CaO	0,86	
		TiO2	9,76	
		FeO	2,4	
27	MD_21_e Ponto 2	Na2O	0,74	Nenadkevichita
		MgO	1,81	
		Al2O3	17,53	
		SiO2	29,77	
		Cl	2,12	
		K2O	3,74	
		TiO2	41,45	
		FeO	2,83	
28	MD_21_e Ponto 2	Al2O3	12,89	Nenadkevichita
		SiO2	22,92	
		K2O	3,77	
		CaO	0,72	
		TiO2	57,39	
		FeO	2,32	
29	MD_21_e Ponto 2	SiO2	31,28	Baddeleyita
		FeO	0,94	
		ZrO2	67,08	
		Te	0,69	
30	MD_21_e_2b	SiO2	33,81	Baddeleyita
		CaO	0,75	
		ZrO2	64,8	
		HfO2	0,64	
31	MD_21_e_2b	MgO	1,02	Baddeleyita
		Al2O3	2,72	
		SiO2	33,96	
		CaO	1,28	
		ZrO2	61,02	
32	MD_21_e_2b	Al2O3	1,1	X
		SiO2	7,34	
		P2O5	3,8	
		TiO2	40,17	
		FeO	40,95	
		ZrO2	6,64	
33	MD_21_e_2c	SiO2	31,71	Baddeleyita
		FeO	0,69	
		ZrO2	67,6	
34	MD_21_e_2c	Al2O3	2,58	X
		SiO2	18,55	
		P2O5	11,89	
		CaO	2	
		FeO	0,7	

		Co	0,7	
		Y2O3	20,53	
		ZrO2	37,91	
		Dy2O3	2,72	
		HfO2	1,64	
		ThO2	0,77	
35	MD_21_e_2c	Al2O3	4,3	X
		SiO2	1,21	
		P2O5	33,96	
		Co	1,72	
		NiO	1,61	
		Y2O3	45,15	
		Cd	0,68	
		Gd2O3	1,79	
		Dy2O3	6,47	
		HfO2	1,85	
		W	1,26	
36	MD_21_e_2c	MgO	1,96	Esmectita
		Al2O3	33,73	
		SiO2	55,1	
		K2O	6,54	
		FeO	2,03	
		Mo	0,64	
37	MD_21_e_2c	Al2O3	3,14	Coríndon
		SiO2	96,86	
38	MD_21_e_2c	Na2O	0,68	Illita
		Al2O3	9,77	
		SiO2	81,54	
		K2O	5,93	
		FeO	0,64	
		Mo	1,43	
39	MD_21_e_2c	Al2O3	1,66	Astrofilita
		SiO2	7,73	
		TiO2	9,06	
		FeO	79,18	
		ZrO2	2,36	
		FeO	90,07	Hematita
		Mo	2	
41	MD_01B_2	Na2O	1,75	Hematita
		Al2O3	1,56	
		SiO2	5,98	
		FeO	88,63	
		Mo	2,06	
42	MD_01B_2	Na2O	1,98	Hematita
		Al2O3	1,28	

		SiO2	5,79	
		FeO	89,47	
		Mo	1,48	
43	MD_01B_2	SiO2	98,84	Quartzo
		Sn	1,16	
44	MD_01B_3	F	35,9	Fluorita
		CaO	64,1	
45	MD_01B_3	F	36,49	Fluorita
		CaO	63,51	
46	MD_01B_3a	Na2O	0,8	Hematita
		Al2O3	3,99	
		SiO2	6,44	
		K2O	0,87	
		FeO	84,73	
		Mo	3,17	
47	MD_01B_3a	Na2O	1,06	Hematita
		MgO	0,91	
		Al2O3	4,97	
		SiO2	9,29	
		K2O	0,82	
		FeO	79,93	
		Mo	3,01	
48	MD_01B_3a	Al2O3	32,92	Piroxênio
		SiO2	50,98	
		K2O	10,23	
		FeO	5,34	
		Mo	0,52	
49	MD_01B_3a	Na2O	1,81	Hematita
		MgO	1,34	
		Al2O3	2,72	
		SiO2	5,32	
		FeO	85,18	
		Mo	3,62	
51	MD_04_1a	Al2O3	5,41	X
		SiO2	4,04	
		P2O5	1,2	
		TiO2	24,87	
		FeO	60,71	
		ZrO2	3,77	
52	MD_04_1a	Al2O3	4,62	X
		SiO2	5,66	
		P2O5	1,55	
		TiO2	38,84	
		FeO	42,16	
		ZrO2	7,18	

57	MD_04_1a	TiO2	87,24	Ilmenita
		FeO	4,86	
		ZrO2	4,14	
		Mo	3,76	
58	MD_04_1a	TiO2	85,86	Ilmenita
		FeO	6,53	
		ZrO2	4,01	
		Mo	3,61	
59	MD_04_1a	TiO2	90,42	Ilmenita
		FeO	4,29	
		ZrO2	2,8	
		Mo	2,49	
60	MD_04_1a	Na2O	0,89	Monazita
		Al2O3	24,65	
		SiO2	8,09	
		P2O5	17,71	
		CaO	0,76	
		FeO	21,43	
		ZrO2	9,8	
		La2O3	5,98	
		Ce2O3	6,8	
		ThO2	3,9	
61	MD_04_1a	Al2O3	43,76	Monazita + caulinita
		SiO2	45,62	
		P2O5	4,68	
		FeO	4,31	
		La2O3	0,65	
		Ce2O3	0,98	
62	MD_04_1a	TiO2	90,58	Ilmenita
		FeO	4,8	
		ZrO2	2,27	
		Mo	2,34	
63	MD_04_1a	Na2O	1,73	Ilmenita
		Al2O3	1,45	
		SiO2	13,28	
		TiO2	72,74	
		FeO	4,67	
		ZrO2	3,57	
		Mo	2,56	
64	MD_04_1b	Al2O3	2,57	X
		SiO2	23,05	
		P2O5	13,9	
		CaO	1,12	
		FeO	0,99	
		ZrO2	56,23	

		HfO2	2,13	
65	MD_04_1b	Al2O3	1,62	Baddeleyíta
		SiO2	26,16	
		P2O5	8,7	
		TiO2	1,59	
		FeO	0,74	
		ZrO2	58,96	
		HfO2	2,23	
66	MD_04_1b	Al2O3	6,21	Ilmenita
		SiO2	14,61	
		P2O5	3,7	
		K2O	1,46	
		TiO2	49,75	
		FeO	4,78	
		ZrO2	16,82	
		ThO2	2,66	
67	MD_05_1a	Al2O3	6,14	X
		SiO2	18,68	
		P2O5	6,31	
		K2O	1,21	
		TiO2	33,65	
		FeO	4,08	
		ZrO2	27,15	
		ThO2	2,77	
68	MD_05_1a	SiO2	30,55	Baddeleyíta
		FeO	1,79	
		ZrO2	65,55	
		HfO2	2,11	
69	MD_05_1a	MgO	0,93	Ilmenita
		Al2O3	34,06	
		SiO2	52,33	
		K2O	8,82	
		FeO	3,86	
70	MD_05_1a	MgO	0,95	Ilmenita
		Al2O3	32,48	
		SiO2	52,84	
		K2O	8,45	
		FeO	4,77	
		Mo	0,52	
71	MD_05_1a	Al2O3	5,43	Baddeleyíta
		SiO2	19,91	
		K2O	1,05	
		TiO2	18,5	
		FeO	13,43	
		ZrO2	41,67	

72	MD_05_1a	Al ₂ O ₃	6,24	Baddeleyita
		SiO ₂	21,25	
		K ₂ O	1,28	
		TiO ₂	11,35	
		FeO	15,39	
		ZrO ₂	44,5	
73	MD_05_1a	MgO	0,94	Ilmenita
		Al ₂ O ₃	34,74	
		SiO ₂	52,06	
		K ₂ O	8,47	
		FeO	3,78	
74	MD_05_1a	Al ₂ O ₃	28,88	Goyazita
		P ₂ O ₅	19,9	
		CaO	2,31	
		TiO ₂	23,99	
		FeO	2,65	
		SrO	7,9	
		Ce ₂ O ₃	8,72	
		Nd ₂ O ₃	3,72	
		ThO ₂	1,91	
75	MD_05_1a	F	0,86	Goyazita
		Al ₂ O ₃	23,27	
		P ₂ O ₅	17,39	
		CaO	1,57	
		TiO ₂	37,19	
		FeO	3,28	
		SrO	6,56	
		Ce ₂ O ₃	6,88	
		Nd ₂ O ₃	1,96	
		ThO ₂	1,02	
76	MD_05_1_b	F	0,72	Baddeleyita
		SiO ₂	29,59	
		CaO	1,53	
		FeO	1,18	
		ZrO ₂	65,23	
		HfO ₂	1,65	
77	MD_05_1_b	Al ₂ O ₃	33,35	Illita
		SiO ₂	54,02	
		K ₂ O	9,19	
		FeO	3,43	
78	MD_05_1_b	F	0,55	X
		Na ₂ O	0,72	
		Al ₂ O ₃	9,52	
		SiO ₂	18,81	
		K ₂ O	1,83	

		TiO2	50,42	
		FeO	2,07	
		ZrO2	16,09	
79	MD_05_1_b	Al2O3	1,75	Ilmenita
		SiO2	2,22	
		TiO2	92,94	
		FeO	3,09	
80	MD_05_1_b	Al2O3	33,46	Illita
		SiO2	58,73	
		K2O	6,11	
		FeO	1,7	
81	MD_05_1_b	Na2O	0,69	Sericita
		Al2O3	29,24	
		SiO2	50,96	
		K2O	7	
		TiO2	5,3	
		FeO	6,82	
82	MD_05_1_b	F	0,58	X
		Al2O3	25,88	
		SiO2	36,54	
		P2O5	24,13	
		K2O	7,58	
		FeO	4,78	
		Co	0,52	
83	MD_05_1_b	F	0,76	Baddeleyita
		Al2O3	18,18	
		SiO2	36,16	
		K2O	4,81	
		TiO2	6,07	
		FeO	1,95	
		ZrO2	31,07	
		HfO2	1	
84	MD_05_1_b	Al2O3	34,77	Illita
		SiO2	51,73	
		K2O	11,52	
		FeO	1,99	
85	MD_05_1_b	Al2O3	32,97	Sericita
		SiO2	51,23	
		K2O	9,36	
		TiO2	1,99	
		FeO	4,46	
86	MD_05_2_a	SiO2	32,76	Zircão
		ZrO2	66	
		Te	0,5	
		HfO2	0,74	

87	MD_05_2_a	Al2O3	32,39	Illita
		SiO2	52,55	
		K2O	10,5	
		FeO	4,57	
88	MD_05_2_a	SiO2	32,87	Zircão
		ZrO2	67,13	
89	MD_05_2_a	SiO2	1,31	Ilmenita
		TiO2	93,46	
		FeO	3,54	
		ZrO2	0,92	
		Mo	0,78	
90	MD_05_2_a	Al2O3	37,71	Illita
		SiO2	53,86	
		K2O	8,43	
91	MD_05_2_a	Al2O3	3	Baddeleyíta
		SiO2	17,63	
		TiO2	16,16	
		FeO	16,71	
		ZrO2	46,5	
92	MD_05_2_a	MgO	1,1	Illita
		Al2O3	36,51	
		SiO2	53,1	
		K2O	8,24	
		FeO	1,05	
93	MD_05_2_a	Al2O3	44,01	Silimanita
		SiO2	54,95	
		K2O	1,05	
94	MD_05_2_a	Al2O3	44,95	Silimanita
		SiO2	54,34	
		Mo	0,71	
95	MD_05_2_a	Al2O3	44,42	Silimanita
		SiO2	53,06	
		K2O	1,48	
		FeO	1,04	
96	MD_05_2_a	Al2O3	17,92	X
		SiO2	20,17	
		TiO2	55,79	
		FeO	1,63	
		ZrO2	4,49	
97	MD_05_2_a	Al2O3	7,35	Baddeleyíta
		SiO2	20,39	
		K2O	1,39	
		TiO2	11,8	
		FeO	16,84	
		ZrO2	33,66	

		Mo	8,57	
98	MD_05_2_a	Al ₂ O ₃	35,4	Illita
		SiO ₂	53,83	
		K ₂ O	9,92	
		FeO	0,85	
99	MD_05_2_a	Al ₂ O ₃	7,27	X
		SiO ₂	35,84	
		K ₂ O	1,85	
		FeO	7,81	
		ZrO ₂	45,69	
		Ru	1,64	
100	MD_05_3_a	TiO ₂	84,19	Ilmenita
		FeO	5,62	
		ZrO ₂	5,34	
		Mo	4,85	
101	MD_05_3_a	TiO ₂	86,54	Ilmenita
		FeO	5,07	
		ZrO ₂	4,41	
		Mo	3,98	
102	MD_05_3_a	TiO ₂	85,6	Ilmenita
		FeO	5,1	
		ZrO ₂	5,04	
		Mo	4,25	
103	MD_05_3_a	TiO ₂	90,71	Ilmenita
		FeO	4,02	
		ZrO ₂	2,78	
		Mo	2,48	
104	MD_05_3_a	TiO ₂	88,13	Ilmenita
		FeO	4,13	
		ZrO ₂	4,04	
		Mo	3,69	
105	MD_05_3_a	TiO ₂	89,28	Ilmenita
		FeO	4,23	
		ZrO ₂	3,4	
		Mo	3,09	
106	MD_05_3_a	SiO ₂	98,83	Quartzo
		Sn	1,17	
107	MD_05_3_a	SiO ₂	1,09	Ilmenita
		TiO ₂	89,94	
		FeO	4,57	
		ZrO ₂	2,33	
		Mo	2,07	
108	MD_05_3_a	TiO ₂	88,28	Ilmenita
		FeO	4,04	
		ZrO ₂	4,03	

		Mo	3,65	
109	MD_05_3_a	Al ₂ O ₃	6,48	X
		SiO ₂	16,64	
		Cl	76,88	
110	MD_05_3_a	MgO	1,15	Illita
		Al ₂ O ₃	38,52	
		SiO ₂	53,04	
		K ₂ O	6,63	
		FeO	0,66	
111	MD_05_B1	Na ₂ O	1,78	X
		MgO	0,96	
		Al ₂ O ₃	5,03	
		SiO ₂	4,31	
		P ₂ O ₅	1,33	
		FeO	86,59	
112	MD_05_B1	Na ₂ O	0,89	X
		Al ₂ O ₃	13,47	
		SiO ₂	19,64	
		P ₂ O ₅	1,38	
		K ₂ O	2,99	
		FeO	60,98	
		Mo	0,66	
113	MD_05_B1	Na ₂ O	1,14	Hematita
		Al ₂ O ₃	11,66	
		SiO ₂	15,16	
		K ₂ O	2,39	
		FeO	69,65	
114	MD_05_B1	MgO	0,95	Caulinita
		Al ₂ O ₃	33,15	
		SiO ₂	48,8	
		K ₂ O	8,7	
		FeO	7,82	
		Mo	0,57	
115	MD_05_B1	Al ₂ O ₃	4,42	Esmectita
		SiO ₂	84,82	
		FeO	10,76	
116	MD_05_B1	Na ₂ O	1,56	X
		MgO	0,88	
		Al ₂ O ₃	8,51	
		SiO ₂	10,49	
		P ₂ O ₅	1,4	
		K ₂ O	1,24	
		FeO	75,92	
117	MD_05_B1	Al ₂ O ₃	30,85	Esmectita
		SiO ₂	45,09	

		K2O	8,46	
		FeO	15,61	
118	MD_05_B1	Na2O	1,36	X
		MgO	0,96	
		Al2O3	11,13	
		SiO2	15,35	
		P2O5	1,57	
		K2O	2,08	
		FeO	67,56	
119	MD_05_B1	Na2O	1,34	X
		MgO	0,92	
		Al2O3	11,43	
		SiO2	12,7	
		P2O5	1,5	
		K2O	2,49	
		FeO	66,63	
120	MD_05_B1	Al2O3	31,86	Esmectita
		SiO2	41,89	
		K2O	6,62	
		FeO	19,04	
		Mo	0,59	
121	MD_05_B1	SiO2	98,87	Quartzo
		Sn	1,13	
122	MD_05_B1	Na2O	0,96	X
		Al2O3	42,94	
		SiO2	51,45	
		P2O5	2,88	
		FeO	0,67	
		Mo	1,1	
123	MD_05_B1	Al2O3	3,43	Hematita
		SiO2	20,95	
		FeO	75,62	
124	MD_05_B1	Na2O	1,35	Hematita
		Al2O3	4,16	
		SiO2	7,26	
		FeO	87,23	
125	MD_05_B1	Na2O	0,98	X
		Al2O3	7,28	
		SiO2	31,98	
		P2O5	1,19	
		K2O	1,39	
		FeO	56,38	
		Mo	0,79	
126	MD_05_B1	SiO2	41,7	Níquel e Cromo + Quartzo
		Cr2O3	0,93	

		NiO	57,37	
127	MD_05_B1	Na2O	0,76	Goyazita
		Al2O3	35,96	
		P2O5	28,8	
		CaO	0,92	
		FeO	2,63	
		SrO	8,18	
		La2O3	7,35	
		Ce2O3	12,05	
		Nd2O3	3,34	
128	MD_05_B1	Al2O3	36,44	Alunita
		SiO2	38,72	
		P2O5	8,69	
		SO3	1,41	
		K2O	6,21	
		CaO	0,79	
		FeO	1,91	
		La2O3	2,33	
		Ce2O3	3,49	
129	MD_05_B1	Na2O	0,72	Coríndon
		Al2O3	42,97	
		SiO2	53,5	
		FeO	1,97	
		Mo	0,85	
130	MD_05_B1	Na2O	1,12	Hematita
		Al2O3	14,09	
		SiO2	18	
		P2O5	1,18	
		K2O	2,81	
		FeO	62,81	
131	MD_05B_1a	SiO2	11,1	Níquel + Quartzo
		FeO	0,83	
		NiO	88,07	
132	MD_05B_1a	SiO2	98,55	Quartzo
		NiO	0,7	
		Sn	0,75	
133	MD_05B_1a	Al2O3	8,08	Quartzo
		SiO2	90,42	
		K2O	1,5	
134	MD_05B_1a	Al2O3	10,2	Illita
		SiO2	85,79	
		K2O	2,6	
		FeO	1,4	
135	MD_05B_1a	Al2O3	21,62	Illita
		SiO2	64,02	

		K2O	5,49	
		FeO	8,1	
		Mo	0,78	
136	MD_05B_1a	Na2O	3,43	Cromo
		MgO	2,05	
		Al2O3	6,24	
		SiO2	17,93	
		Cr	70,35	
137	MD_05B_1a	Al2O3	1,08	Quartzo + Molibdênio
		SiO2	94,33	
		FeO	2,85	
		Mo	1,74	
138	MD_05B_1a	Al2O3	2,12	Goyazita
		SiO2	86,85	
		P2O5	2,55	
		Cl	1,14	
		FeO	6,79	
		Sn	0,56	
139	MD_05B_1a	Na2O	0,81	Hematita
		Al2O3	8,4	
		SiO2	34,24	
		K2O	1,78	
		FeO	54,16	
		Mo	0,62	
140	MD_05B_1a	Al2O3	4,13	Quartzo
		SiO2	94,03	
		FeO	1,84	
141	MD_05B_1a	Na2O	1,03	Hematita
		Al2O3	2,84	
		SiO2	38	
		Cl	0,53	
		FeO	57,56	
142	MD_05B_2	TiO2	94,7	Ilmenita
		FeO	2,64	
		ZrO2	1,4	
		Mo	1,26	
143	MD_05B_2	SiO2	32,46	Zircão
		ZrO2	67,03	
		Te	0,51	
144	MD_05B_2	Al2O3	35,47	Goyazita
		P2O5	24,96	
		SO3	3,14	
		CaO	2,26	
		FeO	2,66	
		SrO	10,06	

		La2O3	7,82	
		Ce2O3	12,06	
		ThO2	1,57	
145	MD_05B_2	MgO	0,88	Illita
		Al2O3	34,73	
		SiO2	51,95	
		K2O	9,56	
		FeO	2,88	
148	MD_05B_2a	TiO2	92,57	Ilmenita
		FeO	3,06	
		ZrO2	2,28	
		Mo	2,1	
149	MD_05B_2a	Na2O	2,97	Anfíbólio - Ca
		MgO	3,62	
		Al2O3	2,05	
		SiO2	81,81	
		CaO	9,56	
150	MD_05B_2a	Na2O	2,21	Halita
		Al2O3	2,51	
		SiO2	20,65	
		Cl	67,46	
151	MD_05B_2Zircão	SiO2	98,83	Quartzo
		Sn	1,17	
152	MD_08_Opacos	F	1,29	Baddeleyíta
		SiO2	28,89	
		CaO	1,54	
		FeO	2,19	
		ZrO2	62,3	
		HfO2	0,89	
		Al2O3	2,92	
153	MD_08_Opacos	Na2O	1,98	Hematita
		SiO2	1,39	
		FeO	96,63	
154	MD_08_Opacos	SiO2	98,08	Quartzo
		FeO	0,73	
		Sn	1,19	
155	MD_08_Opacos	Al2O3	1,31	Baddeleyíta
		SiO2	17,35	
		FeO	54,27	
		ZrO2	27,06	
156	MD_08_Opacos	Na2O	0,74	Hematita
		SiO2	2	
		TiO2	2,13	
		FeO	95,12	
157	MD_08_Opacos	Na2O	0,72	Baddeleyíta

		Al ₂ O ₃	2,57	
		SiO ₂	29,15	
		CaO	0,99	
		FeO	2,74	
		ZrO ₂	61,56	
		HfO ₂	0,99	
158	MD_08_Opacos	N	26,97	Halita + Quartzo
		Na ₂ O	2,55	
		Al ₂ O ₃	16,73	
		SiO ₂	37,85	
		Cl	7,04	
		K ₂ O	3,05	
		FeO	5,8	
159	MD_08_2	Na ₂ O	1,3	X
		MgO	0,93	
		Al ₂ O ₃	8,19	
		SiO ₂	12,2	
		K ₂ O	1,48	
		TiO ₂	46,51	
		FeO	21,68	
		ZrO ₂	4,19	
		Mo	3,52	
160	MD_08_2	Na ₂ O	0,73	Ilmenita
		Al ₂ O ₃	3,37	
		SiO ₂	9,84	
		TiO ₂	56,51	
		FeO	25,3	
		ZrO ₂	2,23	
		Mo	2,02	
161	MD_08_2	Al ₂ O ₃	1,46	Hematita
		SiO ₂	5,51	
		FeO	93,02	
162	MD_08_2	SiO ₂	1,66	Ilmenita
		TiO ₂	84,78	
		FeO	5,2	
		ZrO ₂	4,42	
		Mo	3,93	
166	MD_08_2	Na ₂ O	2,04	Halita + Esmectita
		Al ₂ O ₃	5,49	
		SiO ₂	68,5	
		Cl	10,39	
		K ₂ O	1,65	
		CaO	2,11	
		FeO	9,81	

Fonte: Autora.

ANEXO C

Tabela 6 - Principais minerais citados neste trabalho.

MINERAL	FORMULA QUÍMICA	GRUPO
Alunita	$KAl_3(SO_4)_2(OH)_6$	Sulfato
Andaluzita	Al_2SiO_5	Silicato
Anidrita	$CaSO_4$	Sulfato
Apatita	$Ca_5(PO_4)_3(F, OH, Cl)$	Fosfato
Astrofilita	$K_2Na(Fe)_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F$	Silicato
Baddeleyíta	ZrO_2	Óxido
Barita	$BaSO_4$	Sulfato
Biotita	$K_2(Mg, Fe)_{6-4}(Fe, Al, Ti)_{0-2}Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}(OH, F)_4$	Silicato
Calcita	$CaCO_3$	Carbonato
Caolinita	$Al_2Si_2O_5(OH)_4$	Silicato
Cianita	Al_2SiO_5	Silicato
Coríndon	Al_2O_3	Óxido
Esmectita	$(Fe, Mg, Ca)Al_2O_3Si_5O_{10}H_2O$	Silicato
Fluorita	CaF_2	Haloides
Goyazita	$SrAl_3(PO_4)_2(OH)_5 \cdot H_2O$	Fosfato
Halita	$NaCl$	Haloides
Hematita	Fe_2O_3	Óxido
Illita	$(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2, H_2O]$	Silicato
Ilmenita	$FeTiO_3$	Óxido
Jarosita	$K_2Fe_6(OH)_{12}(SO_4)_4$	Sulfato
Kupletskita	$(K_2Na(Mn)_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F)$	Silicato
Microclínio	$KAlSi_3O_8$	Silicato
Monazita	$(Ce, La, Nd, Th, Y)PO_4$	Fosfato
Muscovita	$KAl_2Si_3AlO_{10}(OH, F)_2$	Silicato
Nenadkevichita	$(Na, Ca)(Ti)Si_2O_7 \cdot 2(H_2O)$	Silicato
Ortoclásio	$KAlSi_3O_8$	Silicato
Pirita	FeS_2	Sulfetos
Plumbogummita	$PbAl_3(PO_4)(PO_3OH)(OH)_6$	Fosfato
Quartzo	SiO_2	Silicato
Rutilo	TiO_2	Óxido
Sericita	$KAl_2Si_3AlO_{10}(OH, F)_2$	Silicato
Silimanita	Al_2SiO_5	Silicato
Tridimita	SiO_2	Silicato
Woodhouseíta	$CaAl_3(SO_4)(PO_4)(OH)_6$	Fosfato
Zircão	$ZrSiO_4$	Silicato

Fonte: Extraído de Dana (1981).