

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

AMANDA MELLO DA SILVA FREIRE

**CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA ÁREA 1 DO DEPÓSITO
POLIMETÁLICO DE SANTA MARIA, CAÇAPAVA DO SUL – RS**

CAÇAPAVA DO SUL

2017

AMANDA MELLO DA SILVA FREIRE

**CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA ÁREA 1 DO DEPÓSITO
POLIMETÁLICO DE SANTA MARIA, CAÇAPAVA DO SUL – RS**

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

Orientador: Dra. Cristiane Heredia Gomes

CAÇAPAVA DO SUL

2017

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

F866c Freire, Amanda Mello da Silva
CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA ÁREA 1 DO DEPÓSITO
POLIMETÁLICO DE SANTA MARIA, CAÇAPAVA DO SUL - RS / Amanda
Mello da Silva Freire.
70 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) -- Universidade
Federal do Pampa, GEOLOGIA, 2018.
"Orientação: Cristiane Heredia Gomes".

1. Depósito Santa Maria. 2. Petrografia. 3. Geoquímica. 4.
Vulcânicas. I. Título.

AMANDA MELLO DA SILVA FREIRE

CARACTERIZAÇÃO DAS ROCHAS VULCÂNICAS DA ÁREA 1 DO DEPÓSITO
POLIMETÁLICO DE SANTA MARIA, CAÇAPAVA DO SUL – RS

Monografia de Conclusão de Curso
apresentado ao programa de Graduação
em Bacharelado em Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 05 de julho de 2018

Banca examinadora:

Cristiane Gomes

Prof. Dr^a. Cristiane Heredia Gomes

Orientadora

UNIPAMPA

Delia

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

UNIPAMPA

Samuel Bouças do Lago

Geólogo Samuel Bouças do Lago

Nexa Resources

Dedico este trabalho aos meus pais,
Luciana e Alexandre e a minha família,
fonte de força, inspiração e amor.

AGRADECIMENTO

Agradeço primeiramente a minha mãe por sempre estar ao meu lado, acreditando em todos os sonhos e não medindo esforço algum para que eu conseguisse realizá-los, e ao meu pai, que sempre me apoiou e me deu forças para seguir em frente. Toda gratidão a minha família, tios, tias, vó Cleusa, vô Jair e aos pequenos Cecília e Miguel que tornam minha vida uma eterna alegria e me fazem sentir em casa mesmo quando estou longe.

Agradeço ao meu melhor amigo e companheiro para vida, Jonathan, que me incentivou todos os dias nos últimos anos, aguentando meus momentos de estresse e dificuldades, compartilhando alegrias e conquistas e sempre trazendo momentos inesquecíveis a minha vida.

Agradeço as amigas de longa data, Anna Paula (Best) e Ingrid (Irmã) pelas conversas e risadas no meio da madrugada e pelos reencontros reconfortantes nas férias, e a família caçapavana, Aharon, Maiara, Rafael, Haline, Ana, Gilberto e tantos outros que tornaram a vida acadêmica mais leve, engraçada e feliz.

Gratidão a minha orientadora, Dr^a. Cristiane Heredia Gomes, que sempre acreditou no meu trabalho e me proporcionou várias oportunidades ao longo do curso, desenvolvendo meu conhecimento, passando horas conversando comigo e me ajudando a crescer como aluna e como pessoa.

Sou grata também aos geólogos Samuel, Ram, Teresa e Rafael e a equipe do projeto Caçapava do Sul por terem tornado este trabalho possível, pelo tempo de serviço juntos e por todos os ensinamentos valiosos que levarei para a vida, contribuindo com minha formação profissional e pessoal.

Gratidão a essa força maior que me guia e ao universo pelas oportunidades e pela energia positiva que me faz querer viver e aproveitar o máximo da vida.

Por fim, agradeço a todos aqueles, amigos, colegas e professores que me acompanharam todos esses anos, contribuindo com minha formação e crescimento pessoal.

“A maior aventura que você pode ter é viver a vida dos seus sonhos”.

Oprah Gail winfrey

RESUMO

Intensas pesquisas prospectivas estão sendo realizadas no distrito mineiro de Minas do Camaquã nos últimos anos. O distrito pertence à cidade de Caçapava do Sul, situada no estado do Rio Grande do Sul e hospeda o depósito polimetálico de Zn-Pb-Cu(Ag) Santa Maria. Este depósito é caracterizado por rochas sedimentares do Grupo Santa Bárbara e rochas vulcânicas, que ocorrem na área sob a forma de diques e soleiras. A região tem sido estudada do ponto de vista petrográfico, mineralógico, geoquímico e petrológico há décadas, contudo ainda existem controvérsias em relação às informações de fluidos mineralizantes, correlações genéticas e origem parental das litologias ígneas. Neste sentido, o estudo proposto englobou análise petrográfica macroscópica e microscópica das rochas vulcânicas associadas à mineralização e sua classificação geoquímica por elementos maiores a partir de análises de Espectrometria de Emissão Atômica por Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES). As rochas vulcânicas estudadas, consideradas traquiandesitos, andesito basaltos e andesitos possuem caráter cálcio-alcalino e quando comparadas com outras vulcânicas da Bacia do Camaquã, apresentaram forte similaridade com as rochas do Membro Rodeio Velho e da Formação Acampamento Velho.

Palavras-chave: Depósito Santa Maria, Petrografia, Geoquímica, Vulcânicas.

ABSTRACT

Intense prospective research is being carried out in the mining district of Minas do Camaquã in recent years. The district belongs to the city of Caçapava do Sul, located in the state of Rio Grande do Sul and hosts the Zn-Pb- (Cu-Ag) Santa Maria polymetallic deposit. This deposit is characterized by sedimentary rocks of the Santa Bárbara Group and volcanic rocks that occur in the area in the form of dikes and sills. The region has been studied from the petrographic, mineralogical, geochemical and petrological point of view for decades, however there are still controversies regarding the information of mineralizing fluids, genetic correlations and parental origin of the igneous lithologies. In this sense, the proposed study included a macroscopic and microscopic petrographic analysis of the volcanic rocks associated to the mineralization and its geochemical classification by larger elements from analyzes of Atomic Emission Spectrometry by Inductively Coupled Plasma (ICP-AES). The studied volcanic rocks considered trachyandesites, andesite basalts and andesites have a calcium-alkaline character and when compared with other volcanics of the Camaquã Basin, presented strong similarity with the rocks of the Rodeio Velho Member and the Acampamento Velho Formation.

Key-words: Santa Maria Deposit, Petrographyc, Geochemistry, Volcanics.

LISTA DE FIGURAS

Figura 4.1 – Mapa de Situação (a); Localização (b); e Detalhe (c) da área de estudo.....	9
Figura 5.1 – Esboço geológico das unidades Neoproterozóicas e Eopaleozóicas do Rio Grande do Sul, com destaque para as unidades que constituem o Supergrupo Camaquã.....	11
Figura 5.2 – Comparação de algumas colunas estratigráficas propostas para a área de estudo por diferentes autores, sendo a de Fambrini <i>et al.</i> , (2007) e Rios (2012) adotada para o presente estudo.....	16
Figura 6.1 – Mapa geológico da região de Minas do Camaquã com destaque para o Depósito Santa Maria e os três corpos de minério que o compõe (Áreas 1, 2 e 3).....	17
Figura 7.1 - Esquema da zonação da alteração hidrotermal nos depósitos Santa Maria (Áreas 1, 2 e 3) e Camaquã (Minas São Luiz e Uruguai e Área 4).....	24
Figura 7.2 – Seções geológicas esquemáticas do depósito Santa Maria com a localização das amostras estudadas de acordo com a profundidade. a) Testemunho de sondagem BR145; b) Testemunho de sondagem BR147.....	26
Figura 9.1 – Comparação entre as duas vulcânicas observadas nos testemunhos de sondagem da Área 1, do depósito Santa Maria.....	29
Figura 9.2 – a) Textura da vulcânica A; b) Vesículas e amígdalas da rocha intensamente alteradas.....	30
Figura 9.3 – a) Textura da rocha B, vulcânica cloritizada em detalhe; b) Sistema de veios em detalhe na rocha; c) Vesículas preenchidas por calcita, quartzo e minerais de minério associados.....	31
Figura 9.4 – a) Contato entre a vulcânica cloritizada e a rocha sedimentar hospedeira da mineralização, do Grupo Santa Bárbara; b) Contato entre as duas rochas vulcânicas observadas neste trabalho.....	32

Figura 9.5 – a) seção esquemática do furo de sondagem BR145 com suas amostras representadas; b) seção esquemática do furo de sondagem BR147 com suas amostras representadas.....	33
Figura 9.6 – a) visão geral do arranjo, textura e mineralogia da rocha vulcânica A com matriz sericítica; b) visão geral do arranjo, textura e mineralogia da rocha vulcânica B com matriz de clorita.....	35
Figura 9.7 – a) seção geológica do testemunho de sondagem BR145 e suas respectivas amostras; b) seção geológica do testemunho de sondagem BR147 com as suas respectivas amostras analisadas.....	36
Figura 9.8 – a) matriz feldspática com detalhe para as maclas visíveis com aumento de 10x; b) argilização dos feldspatos com aumento de 5x; c) hornblenda cloritizada a luz natural transmitida com aumento de 10x; d) hornblenda cloritizadas a luz polarizada transmitida com aumento de 10x; e) clinopiroxênio esquelético a luz natural transmitida com aumento de 10x.....	38
Figura 9.9 – a) ilmenita com hábito acicular; b) pirita com forma cúbica e hexagonal; c) goehtita como oxidação dos minerais de ferro com aumento de 10x; d) figura de arranque da galena, mostrando hábito triangular. Todas as microfotografias com aumento de 5x, exceto em d.....	39
Figura 9.10 – a) presença de vênulas e vesículas em uma das amostras; b) <i>stockwork</i> na profundidade 117,60m; c) <i>stockwork</i> a 122,20m de profundidade; d, e) veios/vênulas preenchidos por quartzo, calcita e minerais de minério; f) ocorrência de vesícula em amostra de rocha vulcânica descrita; g, h) vesículas preenchidas por quartzo, calcita e minerais de minério, com coroa de alteração. Todas as micrografias com aumento de 5x, exceto d e f com 10x.....	41
Figura 9.11 – Paragênese mineral sugerida para as rochas vulcânicas estudadas.....	42
Figura 9.12 – Diagrama de classificação para rochas vulcânicas usando os parâmetros R1 e R2 (DE LA ROCHE <i>et al.</i> , 1980).....	44
Figura 9.13 – a) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas em alcalinas e subalcalinas por Irvine e Baragar (1971), utilizando Total de álcalis (Na ₂ O+K ₂ O) x	

SiO ₂ ; b) Diagrama de alumina saturação para rochas ígneas de Barton & Young (2002).....	45
Figura 9.14 - Diagramas Harker para as amostras de rocha vulcânica analisadas.....	47
Figura 9.15 – a) Diagrama de classificação AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), sendo A=álcalis, F=FeOtotal e M=MgO; b) Diagrama de discriminação tectonomagmática para rochas basálticas por TiO ₂ , P ₂ O ₅ e MnO (MULLEN, 1983).....	48
Figura 9.16 – Diagrama de discriminação tectonomagmática utilizando elementos menores, Ti <i>versus</i> V (SHERVAIS, 1982).....	49
Figura 9.17 – a) Diagrama de razão molar Na/Al x K/Al (Davis e Whitehead, 2006); b) Diagrama de razão molar (Fe+Mg)/Al x K/Al (Davis e Whitehead, 2006).....	50
Figura 9.18 – Diagramas Harker comparativos entre as três unidades vulcânicas citadas neste trabalho (FAV, MRV e vulcânica do depósito Santa Maria).....	52

LISTA DE TABELAS

Tabela 01 – Geoquímica obtida a partir de ICP-AES e Fluorescência de Raios-X para as amostras estudadas cedida pela empresa Nexa Resources S/A. Óxidos em % e traços em ppm.....	43
Tabela 02 – Matriz de correlação de Pearson das amostras estudadas.....	53
Tabela 03 – Tabela das correlações positivas e negativas dos dados estudados.....	53

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Ca – calcite

CBC – Companhia Brasileira do Cobre

Cl – clorita

Clpx - clinopiroxênio

DOCEGEO – Rio Doce Geologia e Mineração S/A

FAV – Formação Acampamento Velho

Ga – galena

Ger – geração

Goe – goethite

Horn – hornblende

ICP-AES – Espectrometria de Emissão atômica com Plasma Indutivamente Acoplado

Ilm – ilmenite

JV – Joint Venture

K-felds – K-feldspato

MRV – Membro Rodeio Velho

Op – opacos

Or – ortoclásio

Per – pertita

Pl – plagioclásio

Py – pirita

Qz – quartzo

Se – sericite

UNIPAMPA – Universidade Federal do Pampa

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	7
2	OBJETIVOS	8
3	JUSTIFICATIVA	8
4	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	9
5	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	10
5.1	GRUPO MARICÁ.....	11
5.2	GRUPO BOM JARDIM	12
5.3	FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO	13
6	CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	16
6.1	GRUPO SANTA BÁRBARA	17
6.2	GRUPO GUARITAS	19
6.3	MEMBRO RODEIO VELHO	20
7	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	22
7.1	HISTÓRICO DAS MINAS DO CAMAQUÃ.....	22
7.2	METALOGÊNESE E HIDROTERMALISMO DO DEPÓSITO SANTA MARIA.....	23
8	MATERIAIS E MÉTODOS	26
9	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	29
9.1	PETROGRAFIA MACROSCÓPICA	29
9.1.1	Rocha A: Vulcânica Ilitizada.....	29
9.1.2	Rocha B: Vulcânica Cloritizada	30
9.2	PETROGRAFIA MICROSCÓPICA	35
9.3	CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA	43
9.4	MOBILIDADE ELEMENTAR DA UNIDADE VULCÂNICA	53
10	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	54
11	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56

1 INTRODUÇÃO

As Minas do Camaquã, localizada no sudoeste do estado de Rio Grande do Sul, é um importante distrito mineiro desde 1865, quando ingleses que garimpavam em Lavras do Sul descobriram a jazida de Cu (Au-Ag) de Camaquã (TEIXEIRA *et al.*, 1978). A partir de então, a região foi alvo de diversas campanhas prospectivas, até que em 1978, foi descoberto o depósito polimetálico Santa Maria de Zn-Pb (Cu-Ag), em pesquisas geológicas da empresa DOCEGEO. Na região ainda ocorrem os jazimentos de Camaquã (Minas Uruguai e São Luiz), fechados atualmente. Diversos trabalhos foram realizados na área, onde se destacam os estudos de Badi (1983), Veigel & Dardenne (1990), Ronchi *et al.*, (2000) e Remus *et al.*, (2000). Estes estudos objetivaram, principalmente, caracterizar a gênese da mineralização e a classificação do depósito, antes tido como singenético ou diagenético (RIBEIRO *et al.*, 1980; TEIXEIRA; GONZALES, 1988; RIBEIRO, 1991), e hoje, acredita-se que seja modelo hidrotermal do tipo epitermal (TROIAN, 2009).

O depósito Santa Maria, ao qual pertencem as rochas vulcânicas objeto deste estudo, possui atualmente três corpos de minério, hospedados em arenitos finos, conglomerados e ritmitos do Grupo Santa Bárbara associados a rochas vulcânicas. Algumas dessas rochas vulcânicas já são correlacionadas com o Membro Rodeio Velho (MRV) e outras se apresentam sem definição ainda. A mineralização é caracterizada por galena e esfalerita (sulfetos de chumbo e zinco, respectivamente) e calcopirita, bornita e calcosita (sulfetos de cobre), que ocorrem de forma lenticular e disseminada. Esses sulfetos se concentram em zonas de alteração hidrotermal pervasiva, quando a alteração substitui todos os minerais da rocha original, ou parte deles, formando uma nova composição mineralógica (PIRAJNO, 2009).

Neste depósito, as zonas de alteração são caracterizadas por minerais argílicos, como clorita e illita, na qual, os sulfetos de chumbo e zinco se concentram, preferencialmente, na alteração ílítica, e os de cobre, na alteração clorítica. Essa zonação é observada tanto nas rochas sedimentares, quanto nas vulcânicas que se apresentam mais alteradas hidrotermalmente. O reconhecimento do tipo de alteração que essas rochas sofreram é muito importante para o estudo desse tipo de depósito,

pois a mineralogia formada reflete a rocha original, bem como a natureza dos fluídos mineralizantes.

Desse modo, integrando-se petrografia e geoquímica é possível caracterizar as rochas vulcânicas do depósito Santa Maria e definir sua relação com os magmatismos e vulcanismos regionais.

2 OBJETIVOS

O objetivo principal deste trabalho consiste na caracterização das rochas vulcânicas existentes na área 1 do depósito Santa Maria e que ainda não foram descritas.

Especificamente, pretende-se:

- Classificar as rochas vulcânicas da área 1 do depósito petrograficamente e por diagramas geoquímicos;
- Definir paragênese mineral das rochas em estudo;
- Comparar suas características com os eventos vulcânicos conhecidos da Bacia do Camaquã;
- Definir a mobilidade elementar das amostras vulcânicas.

3 JUSTIFICATIVA

A petrografia é o recurso mais utilizado para se caracterizar uma rocha a partir de sua mineralogia, textura, granulometria e estruturas, sendo uma análise eficiente tanto macroscopicamente quanto microscopicamente. Ao aliar-se com estudos geoquímicos de rocha e minerais é possível se obter resultados composicionais em termos químicos de caracterização, bem como informações sobre eventuais alterações hidrotermais que a rocha possa ter sofrido.

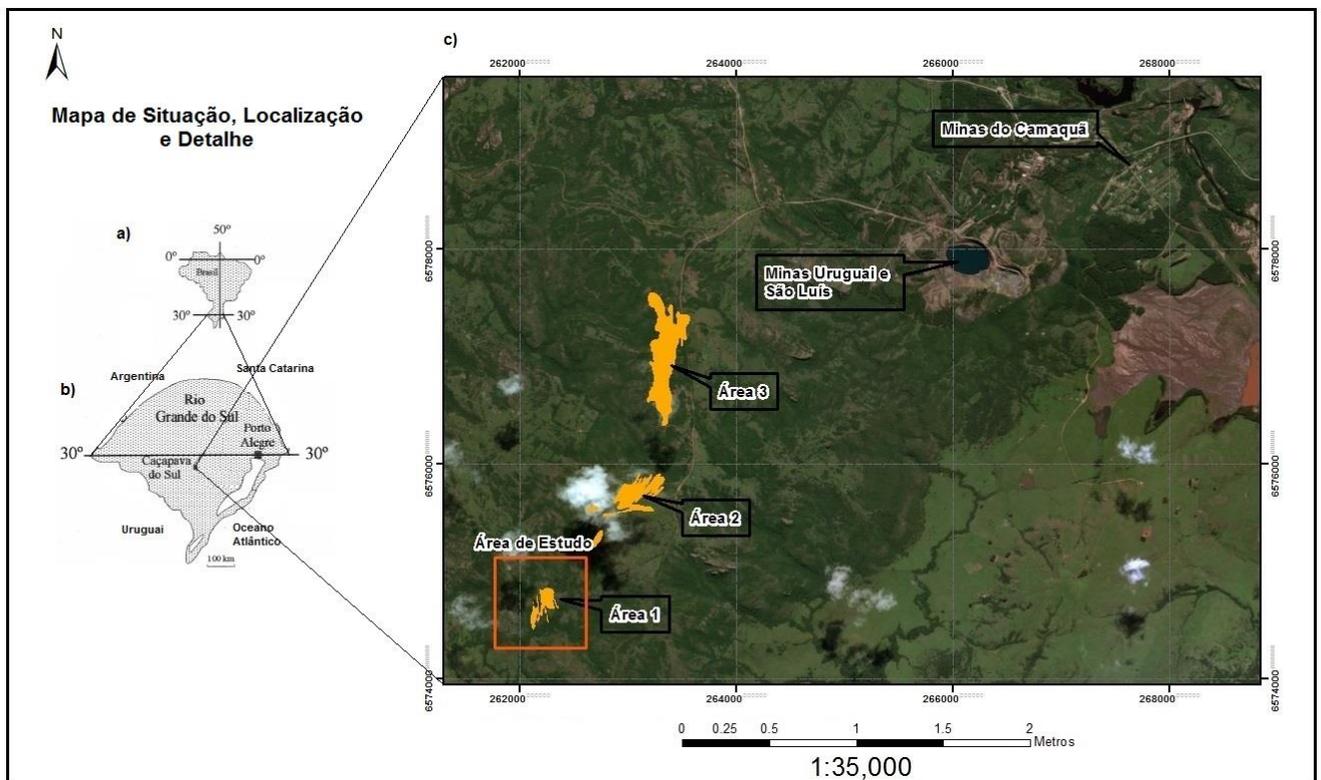
Nesse contexto, o presente trabalho justifica-se por apresentar uma contribuição ao entendimento do depósito Santa Maria com vistas à compreensão das rochas vulcânicas encontradas na área 1 do mesmo.

4 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

O depósito Santa Maria situa-se na metade sul do estado do Rio Grande do Sul, na vila de Minas do Camaquã, distrito pertencente ao município de Caçapava do Sul (Figura 4.1). A vila dista 350 km de Porto Alegre, e seu acesso é feito pela BR-290 até Caçapava do Sul, distante 73 km da área. O acesso de Caçapava do Sul é realizado pela BR-153 até a RS-625, estrada não pavimentada, que leva até Minas do Camaquã.

A jazida Santa Maria encontra-se 5 km a SW do distrito e está localizada no Passo do Caçõ, possuindo 338 hectares e sendo dividida em três corpos de minério denominados Áreas 1, 2 e 3. As rochas vulcânicas, objeto deste estudo, situam-se na Área 1 da jazida, provenientes de dois furos de sondagem, realizados pela empresa Nexa Resources S/A em suas campanhas de sondagem (Figura 4.1).

Figura 4.1 – Mapa de Situação (a); Localização (b); e Detalhe (c) da área de estudo.



Fonte: Autor.

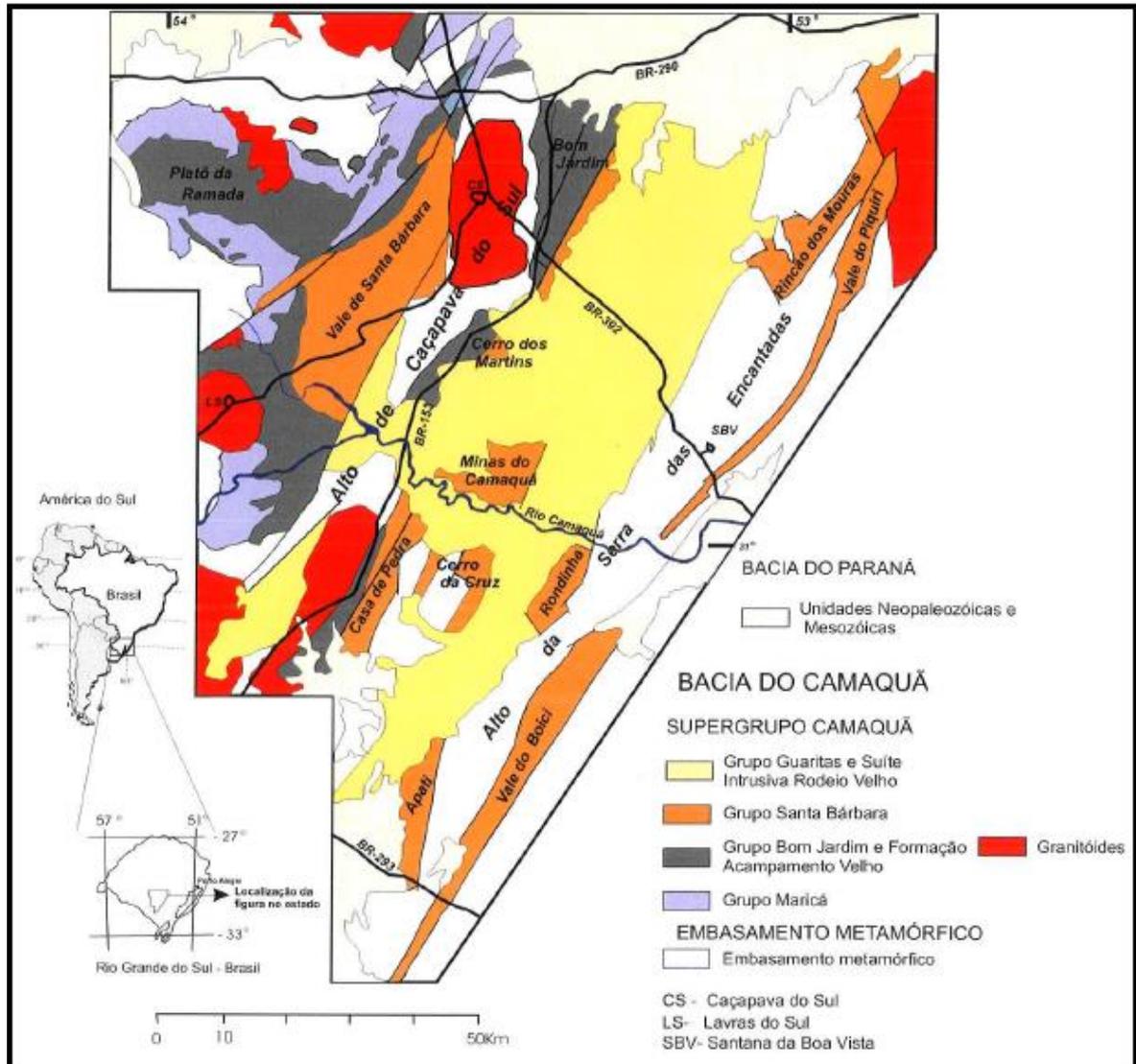
5 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está localizada na Bacia do Camaquã, regionalmente inserida na porção central do Escudo Sul Rio-Grandense (ESRG), sob litologias ígneas e metamórficas do Terreno São Gabriel. Está relacionada a um *locus* deposicional com registro de superposição de várias bacias, sendo a do Camaquã a mais exposta e preservada delas e preenchida por depósitos do Ediacarano-Eocambriano (630 – 510 Ma), correspondente aos estágios pós-colisionais do ciclo Brasileiro Pan-Africano (ALMEIDA, 2005; FRAGOSO CESAR *et al.*, 2003).

Sua sedimentação é clástica com espessos pacotes sedimentares e vulcanossedimentares intercalados, sendo a sequência sedimentar composta, predominantemente, por siltitos, arenitos arcóseos, subarcóseos, feldspáticos e/ou líticos, e conglomerados imaturos. Isto representa uma evolução de ambiente marinho raso a lacustre, até tornar-se continental, dominando os ambientes flúvio-lacustre e desértico, totalizando mais de 10 mil metros de deposição. São observados na Bacia ciclos magmáticos contemporâneos à sua sedimentação, representados por episódios de vulcanismo shoshonítico, toleíticos e cálcio-alcálicos de alto-K (vulcanismo Hilário), alcalino sódicos (vulcanismo Acampamento Velho), e básico alcalinos (vulcanismo Rodeio Velho) (SOMMER *et al.*, 2006).

O Supergrupo Camaquã aflora em três sub-bacias principais de direção preferencial NNE-SSW denominadas Sub-bacia Camaquã Ocidental, Central e Oriental (Figura 5.1). Atualmente, separadas pelos altos do embasamento de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das Encantadas, a leste, sendo limitada ao norte pela Bacia do Paraná. De acordo com revisão estratigráfica realizada recentemente por Fragoso Cesar (2016), o Supergrupo Camaquã é constituído da base para o topo pelos grupos Maricá e Bom Jardim, Formação Acampamento Velho (FAV) e os Grupos Santa Bárbara e Guaritas, separados por discordâncias angulares.

Figura 5.1 – Esboço geológico das unidades Neoproterozóicas e Eopaleozóicas do Rio Grande do Sul, com destaque para as unidades que constituem o Supergrupo Camaquã.



Fonte: Extraído de Fambrini (2003).

5.1 GRUPO MARICÁ

O Grupo Márica ocorre em discordância erosiva com o embasamento metamórfico (Terreno Vacacaí) e é a base do Supergrupo Camaquã, possuindo aproximadamente 2000m de espessura depositada. O grupo é composto por arenitos arcoseanos, conglomerados e pelitos, registrando dois principais sistemas deposicionais: planícies fluviais de canais entrelaçados e plataforma marinha rasa dominada por ondas (PELOSI; FRAGOSO CESAR, 2003). É dividido em duas

unidades litoestratigráficas: Formações Passo da Promessa e São Rafael (FRAGOSO CESAR, 2016). A primeira investigação geocronológica no Grupo Maricá foi realizada por Borba *et al.*, (2008) em zircões de rochas piroclásticas, que produziram uma idade de $630\pm 3,4$ Ma, interpretada como a idade do vulcanismo sin-sedimentar e a deposição em si. A datação mais recente realizada foi por Almeida, Chemale Jr. & Machado (2012) em oito zircões detríticos de arenitos que produziram uma idade de 601 ± 13 Ma em U/Pb.

5.2 GRUPO BOM JARDIM

O Grupo Bom Jardim constitui uma unidade vulcano-sedimentar gerada em ambientes continentais lacustre e aluvial que ocorre em discordância angular sobre o Grupo Maricá. Essa sequência possui mais de 4000m de espessura e é constituída por uma sucessão de rochas sedimentares e extrusivas latíticas, andesíticas e dacíticas, de composição intermediária a básica com afinidade alcalina, além de tufos grossos ricos em cristal e vítreos, lapilli-tufos e brechas (JANIKIAN *et al.*, 2005). O Grupo é dividido em Subgrupo Arroio dos Nobres, composto pelas Formações Mangueirão e Vargas, e Subgrupo Crespos, constituído pela Formação Hilário.

A Formação Hilário compreende derrames de basaltos, andesitos, traquitos e tufos diversos (lapilli-tufos, tufos grossos líticos e vítreos), possuindo ocorrências de interdigitação com os ritmitos areno-pelíticos da Formação Mangueirão. É aceito que a Formação Hilário foi gerada entre 593 Ma a 580 Ma, idades resultantes das análises geocronológicas realizadas por Remus *et. al.*, (1999), que obteve uma idade de 580 Ma para o Andesito Hilário a partir de dados U/Pb; por Janikian *et. al.*, (2008), que obteve uma idade de $590\pm 5,7$ Ma (mais aceita) a partir do mesmo método para o Andesito Hilário; e por Almeida, Chemale Jr. & Machado (2012), que obteve uma idade de $591\pm 3,0$ Ma, a partir do método U/Pb, utilizado em nove zircões de lamprófiros, também pertencentes ao vulcanismo Hilário.

5.3 FORMAÇÃO ACAMPAMENTO VELHO

A Formação Acampamento Velho se sobrepõe em discordância erosiva ao Grupo Bom Jardim, possui cerca de 700 m de espessura e é constituída por uma sucessão de rochas extrusivas riolíticas a basálticas e por rochas piroclásticas geradas em ambientes subaéreos, incluindo tufos, lapilli-tufos e brechas, sendo um vulcanismo predominantemente ácido efusivo e explosivo (ALMEIDA *et al.*, 2002; JANIKIAN *et al.*, 2005). Essa unidade representa um volumoso magmatismo alcalino sódico e saturado em sílica, relacionado aos estágios pós-colisionais do ciclo orogênico Brasileiro Pan-Africano, na qual o vulcanismo se manteve ativo entre 574 Ma e 549 Ma (MATTÉ *et al.*, 2016).

Os trabalhos de Almeida *et al.*, (1998, 2002, 2005, 2007), Almeida, Chemale Jr. & Machado (2012), Sommer *et al.*, (2005), Vedana, Philipp & Sommer (2017) e Zerfass, Almeida & Gomes (2000) foram utilizados para a compilação das informações da caracterização da Formação Acampamento Velho para comparações posteriores.

Durante os últimos estágios da Orogenia Brasileira/Pan-Africana (Neoproterozóico III), a Bacia do Camaquã foi gradativamente preenchida pelas rochas vulcânicas bimodais de composição alcalina da Formação Acampamento Velho que representa um dos principais eventos vulcânicos da sequência vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã. As rochas vulcânicas da FAV se destacam como uma faixa longa e estreita no relevo, constituindo em uma série de elevações com altitudes de até 500m.

Tradicionalmente, era considerada exclusivamente ácida na composição, mas mapeamento geológico detalhado na área do Cerro do Bugio (oeste da cidade de Caçapava do Sul) revelou a existência de uma unidade de basaltos/andesitos na base do pacote de 1.000 m. Essa ocorrência levou à proposição de que a FAV realmente representa uma unidade vulcânica bimodal, com sucessão máfica inferior e félsica superior.

A sucessão máfica inferior consiste em derrames de andesito-basaltos e andesitos porfiríticos, de coloração cinza, com uma espessura total máxima de 350m. Estas rochas contêm fenocristais de plagioclásio alterado e clinopiroxênio substituídos por sericita, carbonatos, cloritas e óxidos. A matriz pilotaxítica é composta por microcristais de plagioclásio e clinopiroxênio substituídos por clorita e carbonatos.

Brechas vulcanoclásticas basálticas/intermediárias, mal selecionadas, são intercaladas com fluxos de lava. Análises geoquímicas mostraram sódio moderado, caráter alcalino e comportamento metaluminoso.

Enquanto isso, a sucessão félsica superior engloba as rochas riolíticas, com lapili-tufos, tufos e tufos soldados na base e fluxos de lava de coloração rosa, bandadas, no topo do pacote vulcânico. Os lapili-tufos contêm litoclastos basálticos-intermediários-ácidos microcristalinos, cúspides, vitroclastos e cristaloclastos de quartzo, sanidina e plagioclásio em matriz de cinzas silicificadas. Tufos e tufos soldados apresentam cristaloclastos de quartzo, sanidina micropertítica, anortoclásio, plagioclásio albitizado e filossilicatos em uma matriz composta de fragmentos e pedrapomes com textura eutaxítica e fraturas concoidais. Litoclastos vulcânicos unidos com matriz esferulítica também estão presentes. Fluxos de lava riolíticas mostram abrupto contato com as rochas tufáceas, sendo de cor rosa homogênea, com textura porfírica de quartzo e fenocristais de sanidina micropertítica em matriz de feldspato e quartzo. As rochas na sucessão félsica superior são altamente silicosas e possuem comportamento peraluminoso.

O vulcanismo bimodal da Formação Acampamento Velho caracteriza-se pela presença de pequenas e médias rochas ácidas, com ausência total de rochas com teor de SiO_2 entre 54% e 67%. O magma básico, originalmente alcalino, move-se para cima através de fraturas profundas sob condições de extensão, que em um certo ponto de sua trajetória ascendente, o magma se separa em duas frações, resultando em um evento bimodal.

Em relação ao cenário geodinâmico, o comportamento de alguns elementos traços, sugere uma configuração extensional para ambos os grupos de rochas. Com base nestas características, foi sugerido que o evento vulcânico Acampamento Velho representa as fases finais de subducção da crosta oceânica Adamastor sob o Cráton Rio de la Plata, pouco antes da colisão entre as placas Kalahari e Rio de la Plata, com extensão ocorrendo em um ajuste de retro-arco.

A assinatura isotópica da FAV é considerada uma mistura de basaltos derivados do manto depletado, com 20% a 30% de contaminação crustal por sedimentos, provavelmente quartzitos arcósios neoproterozoicos. A formação de uma câmara magmática e a separação do magma em duas frações deram origem inicialmente às rochas máficas na base da FAV. Enquanto que a outra fração de

magma deu lugar a um enriquecimento significativo em componentes crustais antes das rochas félsicas piroclásticas e antes dos fluxos formados no topo.

Resultados geocronológicos para esta unidade indicam idades U-Pb em zircões de 549 ± 5 Ma para a porção riolítica (SOMMER *et al.*, 2005), 553 ± 5 Ma para os basaltos andesíticos da base da associação máfica inferior (ALMEIDA; CHEMALE JR.; MACHADO, 2012), 574 ± 7 Ma para os riolitos da sub-bacia Ramada e $544\pm 5,5$ Ma para os lapili tufos da sub-bacia Taquarembó (JANIKIAN *et al.*, 2012). Portanto, todas as idades obtidas para esta Formação, até agora, pertencem ao Neoproterozoico III.

O Grupo Santa Bárbara que se sobrepõe à Formação Acampamento Velho será tratado em maior detalhe no contexto geológico local, pois faz parte da geologia do depósito Santa Maria, hospedando a mineralização de Zn-Pb-Cu(Ag), assim como as rochas do Grupo Guaritas, que mesmo não hospedando a mineralização é uma unidade geológica característica das Minas do Camaquã. As rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho também serão apresentadas com maior detalhe no próximo item, pois cortam as rochas sedimentares do depósito e servirão de comparação para as amostras desse estudo. Essas unidades geológicas serão assim tratadas, pois emergem no núcleo de uma janela estrutural amplamente conhecida como “Janela Bom Jardim”, nomenclatura dada em função da proposta estratigráfica que colocava as rochas do distrito Minas do Camaquã como pertencentes ao Grupo Bom Jardim (RIBEIRO *et al.*, 1966).

Além disso, para título de conhecimento, devido a ampla variedade de colunas estratigráficas propostas para a região em estudos anteriores, este trabalho utilizou como base as descrições de Fambrini *et al.*, (2007) e Rios (2012), para compor uma coluna litoestratigráfica (Figura 5.2) atual que reflete a geologia regional e local da área de estudo.

Figura 5.2 – Comparação de algumas colunas estratigráficas propostas para a área de estudo por diferentes autores, sendo a de Fambrini *et al.*, (2007) e Rios (2012) adotada para o presente estudo.

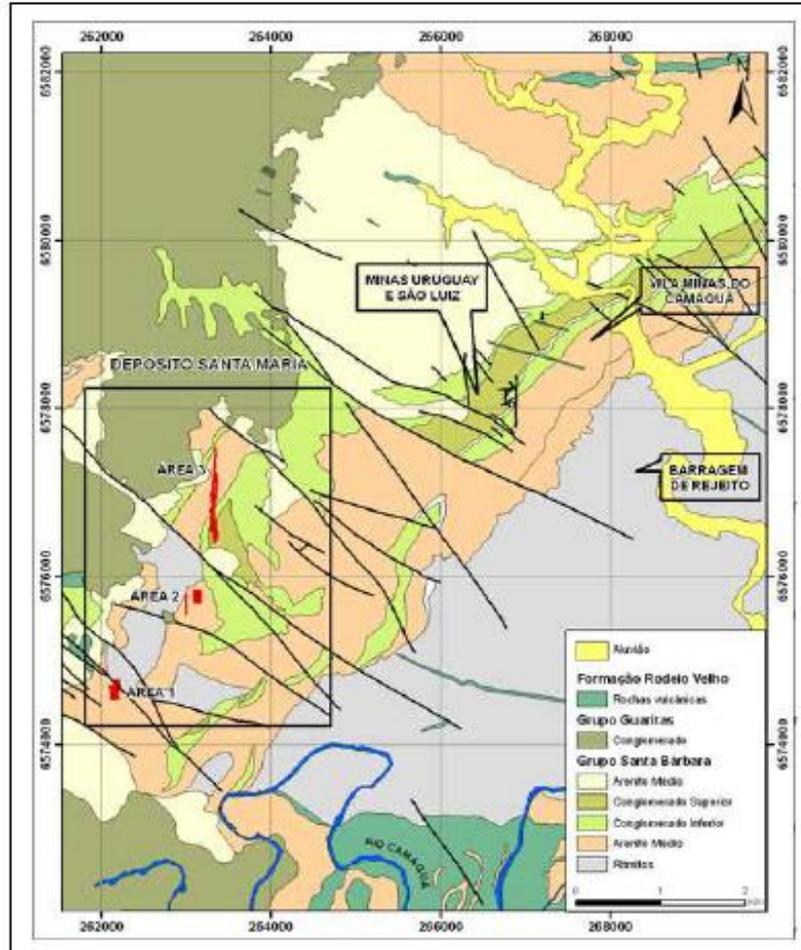
Laux et al. (2005)		Bicca et al. (2013)		Fambrini et al. (2007), Rios (2012)			
Supergrupo Camaquã	Formação Guaritas	Grupo Guaritas	Formação Varzinha	Supergrupo Camaquã	Membro Rodeio Velho		
			Formação Pedra Pintada		Grupo Guaritas		
	Membro Rodeio Velho						
Grupo Bom Jardim	Formação Crespos Formação Arroio dos Nobres Membro Vargas	Formação Santa Bárbara	Sequência II	Supergrupo Camaquã	Formação João Dias	Arenito Superior	
					Formação Rincão dos Mouras	Conglomerado Superior	
						Arenito Intermediário	
						Conglomerado Inferior	
					Formação Seival	Arenito Inferior	
			Formação Passo da Capela				
			Membro Mangueirão		Sequência I	Grupo Bom Jardim	
							Grupo Marica

Fonte: Retirado de Lindenberg (2014).

6 CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

No distrito de Minas do Camaquã são observadas três unidades: Grupo Santa Bárbara, Grupo Guaritas e Membro Rodeio Velho, como mostrado na figura 6.1. Essas rochas são observadas nos depósitos de Camaquã (Minas Uruguai e São Luiz) e no depósito de Santa Maria. Como dito anteriormente, as rochas do Grupo Santa Bárbara constituem as hospedeiras da mineralização de Zn-Pb-Cu(Ag) desses depósitos e foram depositadas em um contexto de strike-slip, controladas por estruturas NW-SE, numa área de aproximadamente 45x15Km, estando basculadas de 20 a 45° mergulhando para NW (BORBA, 2006).

Figura 6.1 – Mapa geológico da região de Minas do Camaquã com destaque para o Depósito Santa Maria e os três corpos de minério que o compõe (Áreas 1, 2 e 3).



Fonte: Mapa geológico da região de Minas do Camaquã extraído de antigos trabalhos da CBC.

6.1 GRUPO SANTA BÁRBARA

O Grupo Santa Bárbara se caracteriza por uma sucessão aluvial a marinha com a deposição de rochas siliciclásticas em ambientes aluviais, costeiros e deltaicos, repousando em discordância erosiva e levemente angular sobre rochas vulcânicas andesíticas do Grupo Bom Jardim. Datações pelo método U/Pb SHRIMP de zircões detríticos obtido em conglomerados da janela Bom Jardim indicam uma idade para o Grupo Santa Bárbara de 558 ± 13 Ma (BICCA *et. al.*, 2012). As rochas da região das Minas do Camaquã também foram objeto de estudos geocronológicos, com datações pelo método K-Ar em pelitos intercalados nos conglomerados e arenitos, fornecendo

idades de 572 ± 17 Ma e 535 ± 16 Ma (Bonhomme & Ribeiro 1983), bem como estudos em icnofósseis que sugerem idade do Vendiano Superior ao Cambriano (Netto *et al.*, 1992), respectivamente para os depósitos basais e de topo.

Fambrini (2003) dividiu o Grupo Santa Bárbara em cinco grandes unidades litoestratigráficas: Formações Estância Santa Fé, Passo da Capela, Seival, Rincão dos Mouras e João Dias. Outra proposta estratigráfica para a área de estudo foi sugerida por Gonzales e Teixeira (1980), que descreveram as unidades conforme a estratigrafia e textura das camadas observadas nas Minas São Luiz e Uruguai. Eles dividiram o Grupo Santa Bárbara, da base para o topo em: Arenito Inferior, Conglomerado Inferior, Arenito Médio, Conglomerado Superior e Arenito Superior. Essas unidades foram correlacionadas às Formações de Fambrini (2003) e podem ser observadas na figura 5.2.

A partir de trabalhos de mapeamentos realizados na área do depósito Santa Maria por Rios (2012) e informações de estudos anteriores, foram obtidas as descrições de cada Formação do Grupo Santa Bárbara.

A Formação Estância Santa Fé, base do Grupo Santa Bárbara, ocorre em discordância erosiva e levemente angular tanto sobre as unidades do Grupo Bom Jardim, quanto da Formação Acampamento Velho, mas não é observada na região das Minas do Camaquã, apenas na Sub-bacia Camaquã Ocidental. É formada por conglomerados e arenitos gerados por sistemas de leques aluviais proximais e medianos que gradam para arenitos grossos mal selecionados de sistemas fluviais entrelaçados associados aos leques, chegando a apresentar até 1200m de deposição (ALMEIDA, 2001).

A Formação Passo da Capela é constituída por ritmitos formados pela alternância de arenitos médios a muito finos com arenitos grossos, além de siltitos e pacotes de conglomerados que compreendem depósitos turbidíticos com até 4000m de espessura depositada (FAMBRINI, 2003).

A Formação Seival é correlacionada a unidade Arenito Inferior, compreendendo arenitos médios a finos, micáceos, avermelhados, feldspáticos, estratificados, bem selecionados e com baixo grau de arredondamento, representando a principal rocha hospedeira do depósito Santa Maria (RIOS, 2012). Essa formação pode chegar até 1000m de espessura e é constituída de depósitos de baía estuarina e planície litorânea, tempestitos de costa-afora e planície de maré (FAMBRINI, 2003).

A Formação Rincão dos Mouras está sobreposta à Formação Seival e, também, hospeda as mineralizações das Minas do Camaquã. Nesta unidade, estão contidos os horizontes Conglomerado Inferior, Arenito Médio e Conglomerado Superior. O primeiro horizonte é observado por um pacote basal de conglomerados polimíticos, sustentados por uma matriz de areia média feldspática com clastos subangulosos a arredondados, variando de seixos a calhaus. Existe uma gradação para arenitos finos a médios (Arenito Médio), localmente conglomeráticos, bem estratificados, com acamadamento plano-paralelo e estratificação cruzada dos tipos tabular e acanalada. Encerrando essa sequência, encontra-se o Conglomerado Superior, composto por conglomerados polimíticos, sustentado por arcabouço formado de clastos do tamanho grânulo a matacão, angulosos a arredondados, dispostos em camadas tabulares e com matriz de arenito médio a grosso com grânulos (RIOS, 2012).

A Formação João Dias corresponde ao Arenito Superior e recobre com limite relativamente brusco a Formação Rincão dos Mouras. É a unidade de maior expressão areal na região das Minas do Camaquã e não hospeda a mineralização, limitando-se por discordância angular e erosiva com os arenitos e arenitos conglomeráticos róseo-avermelhados do Grupo Guaritas sobreposto. É constituída por arenitos médios a finos com estratificação cruzada (FAMBRINI, 2003).

6.2 GRUPO GUARITAS

O Grupo Guaritas faz parte da geologia local, mas não hospeda as mineralizações do depósito Santa Maria e ocorre apenas em pequenas espessuras em algumas áreas do mesmo. É formado por arenitos conglomeráticos, conglomerados, ritmitos areno-pelíticos e arenitos finos a médios com séries métricas de estratificação cruzada ou plano-paralela, interpretados como registro de sistemas deposicionais continentais (ALMEIDA, 2005). Da base para o topo o Grupo Guaritas foi dividido em cinco unidades: Formação Guarda Velha, Formação Pedra das Torrinhas, Formação Varzinha, Formação Pedra Pintada e Formação Serra do Apertado.

Datações geocronológicas de ilitas autigênicas provenientes de arenitos eólicos do topo da Formação Pedra Pintada, pelo método K-Ar, indicam uma idade de

473±9,4 Ma para essa Formação (Maraschin et. al., 2010). Hartmann et. al. (2008) dataram zircões detríticos da Formação Varzinha pelo método U/Pb, obtendo a idade de 535±10 Ma para a seção superior do Grupo Guaritas. Esses dados sugerem que a deposição desse Grupo ocorreu entre 547 Ma a 573 Ma.

6.3 MEMBRO RODEIO VELHO

Os trabalhos de Almeida *et al.*, (1998, 2000, 2002, 2003, 2005), Almeida, Chemale Jr. & Machado (2012), Lima (1998), Lima, Sommer & Nardi (2007), Petry (2006), Petry & Almeida (2005), Remus *et al.*, (1999), Silva Filho *et al.*, (1996) e Sommer *et al.*, (2005) foram utilizados para a compilação de informações da caracterização do Membro Rodeio Velho.

O Magmatismo Rodeio Velho foi definido por Ribeiro *et al.*, (1966) como Membro Rodeio Velho da Formação Guaritas, caracterizado por uma série de derrames, sem evidência de atividade explosiva. Foi definido como um evento vulcânico formado por no mínimo três derrames de andesitos vesiculares, com uma espessura estimada em cerca de 100 metros e caráter intrusivo, originando a denominação Suíte Intrusiva Rodeio Velho, representada por intrusões tabulares alojadas nos depósitos continentais sub-horizontais do Grupo Guaritas.

Este evento vulcânico representa as últimas manifestações vulcânicas ocorridas durante o Cambro-ordoviciano, no final do Ciclo Orogenético Brasileiro, pois teria ocorrido após a colisão das placas Rio de La Plata e Kalahari. O magmatismo foi gerado sob um regime transtrativo, pela reativação de falhas e lineamentos regionais de orientação NE-SW (PAIM; CHEMALE JR.; LOPES, 2000) em um evento fissural em ambiente intraplaca extensional.

Em relação à idade do evento vulcânico, Hartmann *et al.*, (1998) referiu-se a um contraste pobre de U/Pb SHRIMP em apenas um grão com zircão, que rendeu uma idade de 470±19 Ma (meso-ordoviciano). Por outro lado, Chemale Jr. (2000) obteve as idades do modelo Sm/Nd (TDM) de 1,6 a 1,9 Ga, sugerindo uma origem do manto modificado para essas rochas. A datação mais recente foi realizada por Almeida, Chemale Jr. & Machado em zircão mais jovem do Andesito Rodeio Velho, pelo método U/Pb, resultando na idade de 547±6,3 Ma.

As rochas intrusivas e vulcânicas que compõem o Magmatismo Rodeio Velho são basaltos alcalinos a sub-alcalinos, andesitos, andesitos basálticos e traquiandesitos. As rochas piroclásticas, de composição química semelhante, variam desde tufos a pó até lapilitos. Diversas feições de vulcânicas e de interação vulcano-sedimentar já foram descritas no magmatismo Rodeio Velho, como estruturas de fluxo tipo pahoehoe e estrias de fluxo, xenólitos e apófises. Há a presença de rochas intrusivas e extrusivas, extremamente ricas em amídalas e vesículas, com feições de interação vulcano-sedimentar.

Petrograficamente, os andesitos, basaltos subalcalinos e traquiandesitos, são compostos por fenocristais de plagioclásio, com relíquias de piroxênio e olivina, glomeroporfiríticos e minerais opacos e acessórios como a apatita e o zircão numa matriz pilotaxítica, vitrofírica ou ofítica com plagioclásio, piroxênio e olivina. Os fluxos e diques intrusivos têm texturas e composições minerais similares, com fenocristais de plagioclásio euédricos a subédricos parcialmente substituídos por carbonatos e argilominerais. As fraturas são preenchidas com óxidos e as amídalas estão cheias de quartzo, carbonato, argila e cloritas. Amídalas e vesículas estão presentes tanto nas fácies intrusivas como extrusivas, mostrando que os fluxos de lava são muito semelhantes, talvez devido a uma intrusão rasa. Todas essas rochas mostram uma alteração hidrotermal acentuada que influencia na mobilidade dos elementos maiores.

O Membro Rodeio Velho representa uma sequência vulcânica/intrusiva afetada por um intenso intemperismo ou metassomatismo. Sua classificação geoquímica mostra rochas toleíticas, embora um caráter alcalino esteja presente. Seu comportamento geoquímico de ETRs sugere que é originário de um manto empobrecido, re-enriquecido em elementos altamente incompatíveis, pois suas rochas parecem ter se originado de um reservatório diferente, muito mais enriquecido nesses elementos.

A variação composicional e a evolução deste magmatismo são interpretadas como sendo, principalmente, resultado da fusão de uma fonte mantélica heterogênea. O vulcanismo corresponde ao *locus* de geração térmica para as soluções hidrotermais, que por sua vez são responsáveis pelas mineralizações de minério na área de estudo.

7 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

7.1 HISTÓRICO DAS MINAS DO CAMAQUÃ

O histórico das mineralizações de Minas do Camaquã foi compilado nos trabalhos de Teixeira & Gonzales (1988) e Paim, Chemale Jr. & Lopes (2000), sendo descrito a seguir.

A descoberta da jazida de Cu (Au-Ag) de Camaquã foi em 1865 por João Dias e mineiros ingleses que garimpavam ouro em Lavras do Sul. A partir dessa descoberta, os ingleses abriram uma galeria no flanco leste do Cerro João Dias, explorando-a entre 1870 e 1887 pela empresa Rio Grande Gol Mining Limited. A galeria foi denominada de Galeria dos Ingleses, sendo explorada no fim de sua vida útil por alemães. Atualmente a mina é conhecida por Mina São Luiz. Entre 1901 e 1908 houve a abertura da Galeria Belga no flanco oeste do Cerro João Dias, na qual foram construídas uma mina subterrânea e uma barragem para os serviços de mineração. Pesquisas de prospecção mineral foram realizadas entre 1928 e 1940 para encontrar a gênese da jazida de Cu. Em 1942 foi fundada a Companhia Brasileira de Cobre (CBC), empresa com controle majoritário do Grupo Pignatari em parceria com o Estado do Rio Grande do Sul que assumiu a exploração das jazidas até 1974, quando houve endividamento da empresa. Devido a esse problema, o Banco Nacional de Desenvolvimento Econômico e Social (BNDES) assumiu a atividade mineira em Minas do Camaquã de 1974 até 1988.

Neste período, de 1975 a 1978, a empresa Rio Doce Geologia e Mineração S/A (DOCEGEO) fez pesquisas na região, descobrindo em 1978 o Depósito Santa Maria. Logo depois, a CBC foi privatizada e comprada por seus funcionários que mudaram o nome da empresa para Grupo Bom Jardim S.A, assumindo a exploração das jazidas Uruguai e São Luiz até 1996, quando houve paralisação das atividades. Somente em 2006, uma *Joint Venture* (JV) entre lamGold e CBC retomou pesquisas exploratórias no depósito Santa Maria. Em 2008, a empresa Nexa Resouces S/A entrou na JV com lamGold e CBC para iniciar pesquisas na jazida e apresentar um modelo de recursos preliminar. A partir de 2009 a CBC saiu da JV, continuando a Fase Nexa Resources no depósito Santa Maria. Desde então, a empresa vem realizando pesquisas

prospectivas na área e mudando o entendimento dos controles locais da mineralização.

7.2 METALOGÊNESE E HIDROTERMALISMO DO DEPÓSITO SANTA MARIA

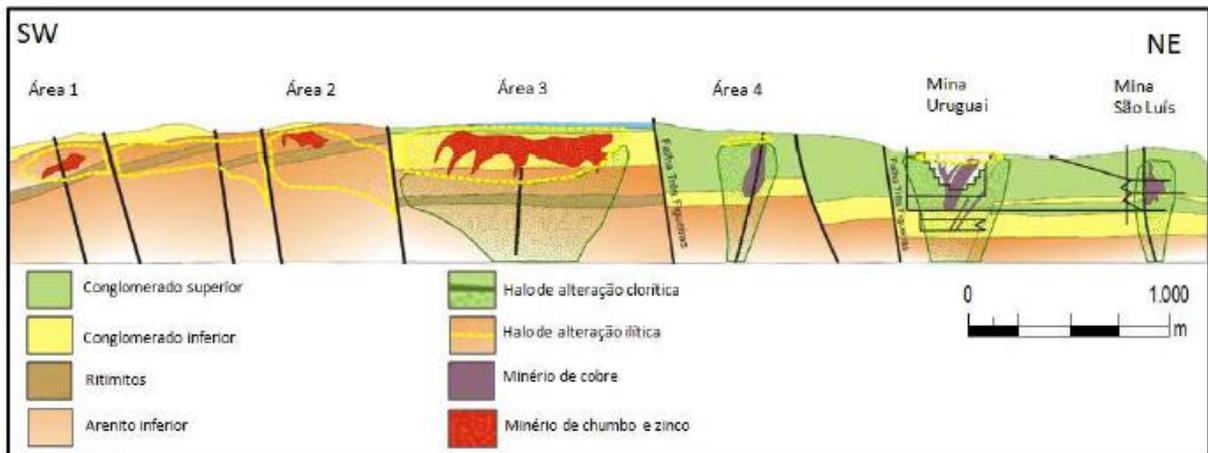
Os primeiros trabalhos realizados na área do depósito Santa Maria são os de Badi (1983), Badi & Gonzales (1988) e Veigel & Dardenne (1990), com a descoberta da jazida em 1978. A partir destes trabalhos e o crescente interesse no depósito, várias pesquisas sobre a mineralização, sua gênese e estratigrafia foram realizadas.

A gênese dos depósitos de Camaquã e Santa Maria é controversa, com autores considerando diferentes hipóteses: singenética (BADI; GONZALES, 1988; RIBEIRO, 1986) e diagenética (RIBEIRO, 1991; VEIGEL; DARDENNE, 1990), sendo estes de origem bacinal ou magmática-hidrotermal (LEINZ; ALMEIDA, 1941; BECKEL, 1990; REMUS *et al.*, 2000), associada a eventos magmáticos do final do ciclo Brasileiro, com semelhanças à sistemas epitermais e tendo como possível fonte pórfiros de Cu-Au. Atualmente, o modelo mais aceito pela comunidade científica é o hidrotermal/magmático ou magmático distal, visto que há presença de intensa atividade magmática/vulcânica na evolução da Bacia do Camaquã. Remus (1999) sugere que isótopos de S com valores próximos de 0 indicam uma fonte magmática e alterações hidrotermais com associação ilita+clorita+pirita que é comumente encontrada em depósitos epitermais/magmáticos distais.

Alteração hidrotermal pode ser compreendida como qualquer mudança na composição mineralógica de uma rocha por meios físicos e/ou químicos, especialmente pela interação com soluções aquosas quentes, frias ou com gases (GUILBERT; PARK, 1986). Tratando dos processos hidrotermais, a alteração pode causar modificações mineralógicas, texturais e químicas numa rocha, bem como dissolver, precipitar e recristalizar novos minerais, inclusive minerais de minério (GIFKINS; ALLEN; MCPHIE, 2005). Essas alterações ocorrem devido a mudanças físico-químicas induzidas pela interação de fluídos ou soluções hidrotermais com a rocha por onde eles circulam. Os fluidos interagem quimicamente os constituintes mineralógicos das rochas encaixantes que tendem a se reequilibrar formando uma assembleia mineralógica estável nas novas condições.

No depósito Santa Maria as alterações hidrotermais mais importantes são illitização e cloritização, que controlam a distribuição metálica (Figura 7.1), ocorrendo também, de forma secundária, piritização, carbonatação, baritização e hematitização, na qual os padrões de alteração hidrotermal pervasiva são encontrados em todas as unidades do Grupo Santa Bárbara e nas rochas vulcânicas interdigitadas. A zonação da alteração hidrotermal illita e clorita é o principal controle da mineralização, ocorrendo calcopirita, bornita e, subordinadamente, galena na zona clorítica, situada na base do depósito, e esfalerita e galena na parte illitizada, na porção superior (RIOS, 2012).

Figura 7.1 - Esquema da zonação da alteração hidrotermal nos depósitos Santa Maria (Áreas 1, 2 e 3) e Camaquã (Minas São Luiz e Uruguai e Área 4).



Fonte: Extraída de Relatório Interno Nexa Resouces S/A (2011).

A illitização afeta as rochas encaixantes de forma pervasiva seletiva, no qual a substituição ocorre sempre associada à determinada mineralogia, como a saussuritização do plagioclásio ou mesmo cloritização da biotita, preservando a textura original da rocha, atingindo principalmente os cristais de feldspato, fragmentos líticos e a matriz argilosa. Já a cloritização ocorre geralmente com aspecto pervasivo na matriz das rochas, quando todos os minerais formadores da rocha original, ou a maior parte deles, são substituídos, resultando na obliteração parcial ou total das texturas originais (PIRAJNO, 2009).

Observa-se também, na porção superior do depósito, uma zona em que os arenitos se encontram oxidados. Tal oxidação é dada pela presença de óxidos e

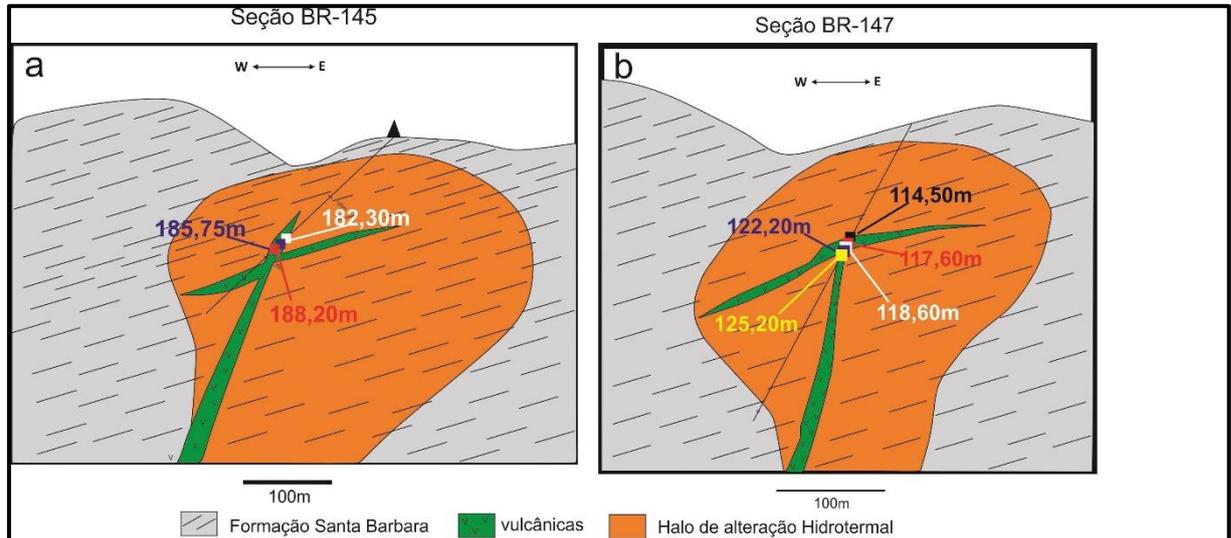
hidróxidos de ferro alterando a matriz e os minerais máficos para dendritos de óxido de manganês percolando fraturas, e por vezes, calcocita. A carbonatação é dada pela presença de diferentes cimentos carbonáticos, ou pela presença de vênulas, com ou sem sulfetos. A barita ocorre em veios e vênulas de pouca expressão, apresentando colorações rosada ou amarelada e veios ou vênulas de quartzo são comuns (RIOS, 2012). Esse sistema de veios com presença de carbonatação, baritização e oxidação se dá devido a alteração hidrotermal fissural, quando ocorrem preenchimentos ou substituições em veios e/ou fraturas e ao redor deles, substituindo o material que havia naquele local anteriormente ou preenchendo vesículas existentes (PIRAJNO, 2009).

Bettencourt (1972) descreve o minério na jazida de Camaquã sob duas formas: em filões que preenchem falhas trans-tracionais e subsidiárias de direção NW, apresentando pirita, calcopirita, bornita e calcocita distribuídas em corpos maciços ou em massas irregulares; e em disseminações muito próximas às bordas dos filões. A ganga é composta principalmente por barita, quartzo, clorita, hematita e calcita.

No depósito Santa Maria foram distinguidos três corpos de minério não aflorantes (Áreas 1, 2 e 3), observados na figura 5.4, alinhados na direção N-S, sendo o da área 3 o de maior expressão. Badi (1983) e Badi & Gonzales (1988) descrevem a mineralização como estratiforme, ocorrendo como lentes ou “nuvens”, controladas pela morfologia dos sedimentos. O minério apresenta-se disseminado em arenitos de cores claras, ou em filonetes de poucos centímetros de espessura.

Nas duas seções que foram estudadas em detalhe (Figuras 7.2a e b) a alteração predominante é argílica, caracterizada por intenso metassomatismo do íon H^+ e lixiviação ácida em temperaturas entre 100 a 300°C. Comumente é subdividida em argílica intermediária e argílica avançada, dependendo da intensidade e assembleia mineralógica desenvolvida durante a interação fluido-rocha (ROBB, 2004).

Figura 7.2 – Seções geológicas esquemáticas do depósito Santa Maria com a localização das amostras estudadas de acordo com a profundidade. a) Testemunho de sondagem BR145; b) Testemunho de sondagem BR147.



Fonte: Modificado de Nexa Resources S/A.

Quando há formação de montmorillonita, illita, sericita, clorita e minerais do grupo da caulinita, como é o caso, com preservação de cristais de feldspato potássico e lixiviação incompleta de K, Ca, Mg e Na, a alteração é denominada argílica intermediária. Já em condições de extremo ataque ácido e lixiviação quase completa de cátions alcalinos com destruição do retículo cristalino de feldspatos e minerais máficos, a alteração é dita argílica avançada (PIRAJNO, 2009).

8 MATERIAIS E MÉTODOS

Para a realização desse estudo foram utilizadas oito amostras de rocha vulcânica provenientes de dois furos de sondagem (Figura 7.2), pertencentes a Área 1 do depósito Santa Maria. Foi realizada a descrição macroscópica dessas amostras com lupa de mão Intex® com aumento de 15X e, posteriormente, foram confeccionadas oito lâminas delgadas, sendo uma de cada amostra, no Laboratório de Laminação da Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) para análise microscópica. A etapa de microscopia óptica foi realizada no Laboratório de Microscopia da Universidade Federal do Pampa (UNIPAMPA), utilizando-se o

microscópio binocular Carl Zeiss, cujos aumentos variam entre 5 e 50 vezes. No processo de descrição microscópica também foram retiradas microfotografias das amostras com câmera ToupTek modelo UCMOS03100KPA e série TP603100A.

A Petrografia, utilizada neste trabalho, é um estudo descritivo dos tipos de rochas, utilizando-se métodos macroscópicos e microscópicos. A primeira descrição microscópica foi efetuada por Henry Clifton Sorby em 1849, na Inglaterra, sendo ele, considerado o pai da Petrografia Microscópica. Essa descrição é realizada a partir de uma lâmina delgada obtida através de uma seção extremamente fina (da ordem de 0,03mm) de rocha. São utilizados dois tipos básicos de microscopia óptica em Geologia: luz transmitida e luz refletida. Microscopia a luz transmitida analisa os minerais da rocha transparentes, de forma que a luz atravessa a lâmina e atinge a objetiva, podendo ser observadas propriedades morfológicas e estruturais da rocha e seus minerais, como hábito, relevo, cor, forma, macla, pleocroísmo e clivagem a luz natural e cores de interferência, sinal de alongação, birrefringência e extinção a luz polarizada. Já a microscopia a luz refletida analisa os minerais opacos da rocha, pois a luz incide na superfície do mineral e é transmitida em direção a objetiva, iluminando os minerais que não recebiam luz na microscopia transmitida.

A vantagem principal deste estudo é que todos os minerais e cristais presentes na seção tem uma mesma espessura conhecida, o que auxilia a determinar essas várias propriedades ópticas. Além disso, o estudo das lâminas é importante para a história genética da rocha, já que é possível interpretar as várias propriedades observadas como resultado de processos genéticos (NARDY *et al.*, 2009).

As análises químicas foram realizadas pelo Australian Laboratory Services P/L (ALS), por Espectrometria de Emissão Atômica com Plasma Indutivamente Acoplado (ICP-AES) pela empresa Nexa Resources S/A, que cedeu os dados químicos para este trabalho. O protocolo utilizado para esta metodologia consiste em uma amostra preparada de 0,25g, digerida com ácidos perclórico (HClO₄), nítrico (HNO₃), hidrófluorídrico (HF) e clorídrico (HCl). O resíduo é reabastecido com ácido clorídrico diluído e a solução resultante é analisada por ICP-AES, no qual os resultados são corrigidos para interferências espectrais. Com esse método foram analisados os elementos maiores, menores e traços, possuindo os seguintes limites mínimos e máximos de detecção: Ag-0,5 – 100 ppm; Cd-0,5 – 500 ppm; Be-0,5 – 1000 ppm; Co, Cr, Cu, V, Sr, Sc, Ni e Mo-1,0 – 10000 ppm; Bi, Zn e Pb-2,0 – 10000 ppm; As e Sb-5,0 – 10000 ppm; MnO-5,0 – 100000 ppm; Ba, Ga, La, W, U e Tl-10,0 – 10000 ppm;

Th-20,0 – 10000 ppm; K₂O, Na₂O, S e TiO₂-0,01 – 10 %; e Al₂O₃, Ca₂O, Fe₂O₃ e MgO-0,01 – 50 %.

Já os óxidos SiO₂ e P₂O₅ foram analisados por fusão de 0,66g de amostra em um fluxo de metaborato e tetraborato de lítio, incluindo uma diluição em nitrato de lítio, sendo, posteriormente, vertida em molde de platina. O disco resultante é analisado por Espectrometria de Fluorescência de Raios-X (XRF), no qual a perda ao fogo é medida através da diferença de massa após aquecimento a 1000°C. O limite mínimo e máximo para detecção da SiO₂ fica entre 0,01 e 100 %, enquanto que do P₂O₅ é de 0,01 a 46 %. Os resultados dessas análises liotgeoquímicas são de caráter qualitativo e quantitativo, expressando valores de elementos maiores em percentagem de peso (%) e dos elementos traços em partes por milhão (ppm).

A Geoquímica de rocha total é realizada por Espectrometria Atômica, baseada em medidas de luz absorvida ou emitida pelos elementos de uma amostra, sendo possível quantificar os elementos maiores, menores, traços e terras raras da rocha em estudo. Neste estudo são utilizados os espectros visíveis de luz, que sofrem emissão ou absorção a partir de um sinal analítico. Quando há sinal de absorção atômica, os átomos gasosos no estado fundamental absorvem energia radiante em comprimentos específicos de onda, capazes de promover a excitação eletrônica de elétrons na camada de valência. Allan Wash (1955) propôs utilizar a absorção como técnica de análise química, aparecendo na década de 60 os primeiros instrumentos comerciais, e na década seguinte, os equipamentos com atomização eletrônica. Quando há sinal de emissão atômica, os átomos e íons de uma amostra são emitidos com a ajuda de um plasma gasoso, arco/centelha elétrica ou fluorescência atômica, como foi proposto por Greenfield em 1964.

A técnica de espectrometria de emissão atômica em plasma indutivamente acoplado (ICP-AES), realizada pela empresa Nexa Resouces S/A, foi utilizada nesta pesquisa, pois é uma análise multielementar, permitindo a determinação da maioria dos elementos da tabela periódica. Possui ampla faixa linear de trabalho, analisando componentes minoritários e majoritários em uma mesma alíquota e apresenta boa exatidão e previsão, com desvio aproximado de 1%.

Os diagramas geoquímicos foram realizados no software ioGAS®, da empresa REFLEX, pertencente ao Grupo IMDEX Limited; as análises estatísticas foram

elaboradas no Microsoft Excel® 2016; e as imagens, figuras e gráficos foram editados no programa CorelDRAW®.

9 RESULTADOS E DISCUSSÕES

9.1 PETROGRAFIA MACROSCÓPICA

A partir de testemunhos de sondagem da Área 1, do depósito Santa Maria, foram observados dois litotipos de rochas vulcânicas (Figura 9.1): rocha A e rocha B.

O primeiro litotipo (rocha A) é félsico, ilitizado e amigdaloidal, e ocorre sempre nas bordas do sistema vulcânico, enquanto que o segundo litotipo (rocha B) é máfico, cloritizado, com *stockworks* e associado, principalmente, as partes centrais do sistema.

Figura 9.1 – Comparação entre as duas vulcânicas observadas nos testemunhos de sondagem da Área 1, do depósito Santa Maria.



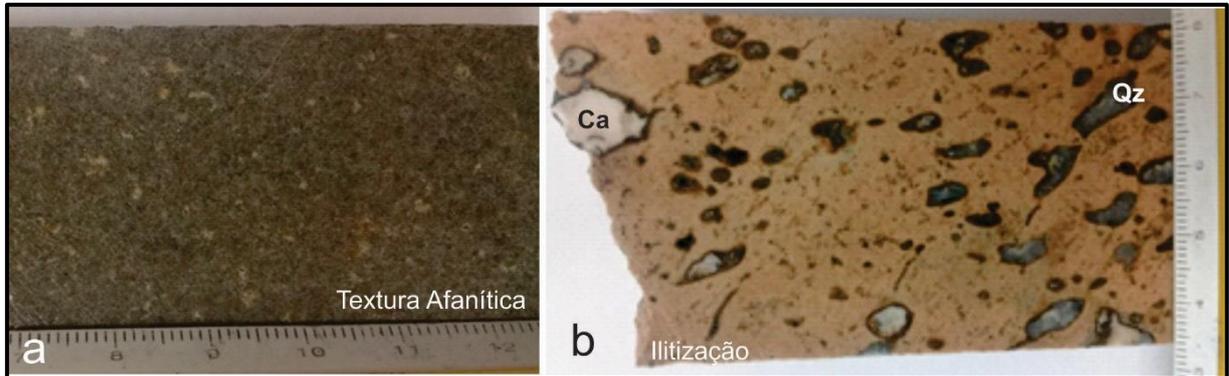
Fonte: Autor.

9.1.1 Rocha A: Vulcânica Iilitizada

A rocha vulcânica ilitizada apresenta coloração amarronada clara, textura afanítica e minerais feldspáticos (Figura 9.2a). Apresenta vesículas, em sua maioria alongadas, veios e amígdalas, sendo as amígdalas preenchidas por carbonato e quartzo (Figura 9.2b) e os veios por material altamente alterado para argilominerais.

Existe, também, a presença de minerais como bornita, calcopirita, calcosita, esfalerita e galena disseminados e, por vezes, concentrados nas amígdalas.

Figura 9.2 – a) Textura da vulcânica A; b) Vesículas e amígdalas da rocha intensamente alteradas.



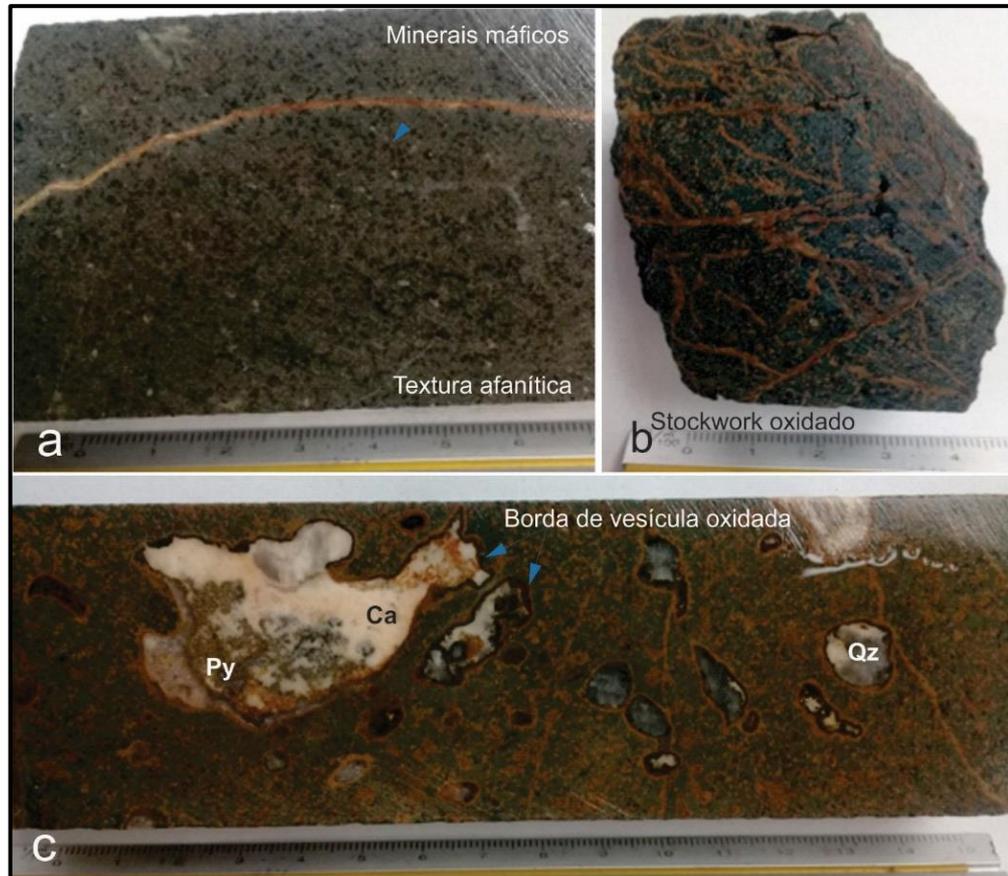
Fonte: Autor.

É possível observar uma relação direta entre os veios e as vesículas, pois nos lugares em que há maior presença de vesículas e amígdalas, os veios parecem estar mais orientados, além de que as amígdalas possuem uma borda do mesmo material alterado dos veios, possivelmente caulinita e goethita. A ilitização é percebida devido a coloração esbranquiçada da rocha, alteração hidrotermal característica no depósito, também observada nas rochas sedimentares hospedeiras da mineralização.

9.1.2 Rocha B: Vulcânica Cloritizada

O segundo litotipo (rocha B) observado na área de estudo é uma rocha vulcânica de coloração verde escuro, com textura afanítica, formada por minerais máficos milimétricos, possivelmente hornblenda (Figura 9.3a). Apresenta vesículas preenchidas por quartzo, carbonato e pirita, com bordas oxidadas, e veios em maior quantidade do que na vulcânica ilitizada, que formam uma estrutura tipo *stockworks* (Figura 9.3b e c), por vezes mineralizados por bornita, calcopirita e calcosita.

Figura 9.3 – a) Textura da rocha B, vulcânica cloritizada em detalhe; b) Sistema de veios em detalhe na rocha; c) Vesículas preenchidas por calcita, quartzo e minerais de minério associados.

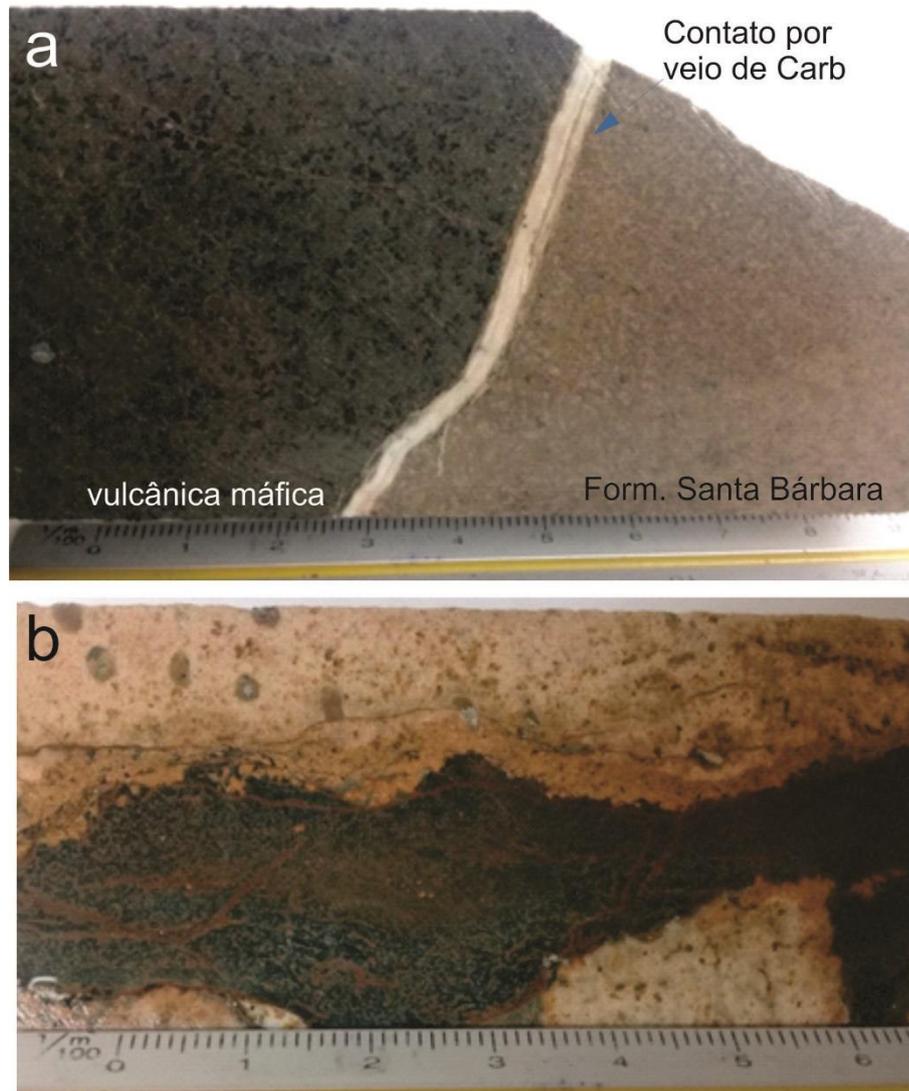


Fonte: Autor.

A cloritização é dada pela coloração esverdeada das amostras, que também é observada nas rochas sedimentares hospedeiras do Grupo Santa Bárbara, sendo uma alteração hidrotermal característica de depósitos epitermais, como o Santa Maria.

Nos testemunhos de sondagem, foi possível observar o contato da rocha vulcânica B com sua encaixante sedimentar (Figura 9.4a), e o contato entre os dois litotipos estudados (Figura 9.4b).

Figura 9.4 – a) Contato entre a vulcânica cloritizada e a rocha sedimentar hospedeira da mineralização, do Grupo Santa Bárbara; b) Contato entre as duas rochas vulcânicas observadas neste trabalho.



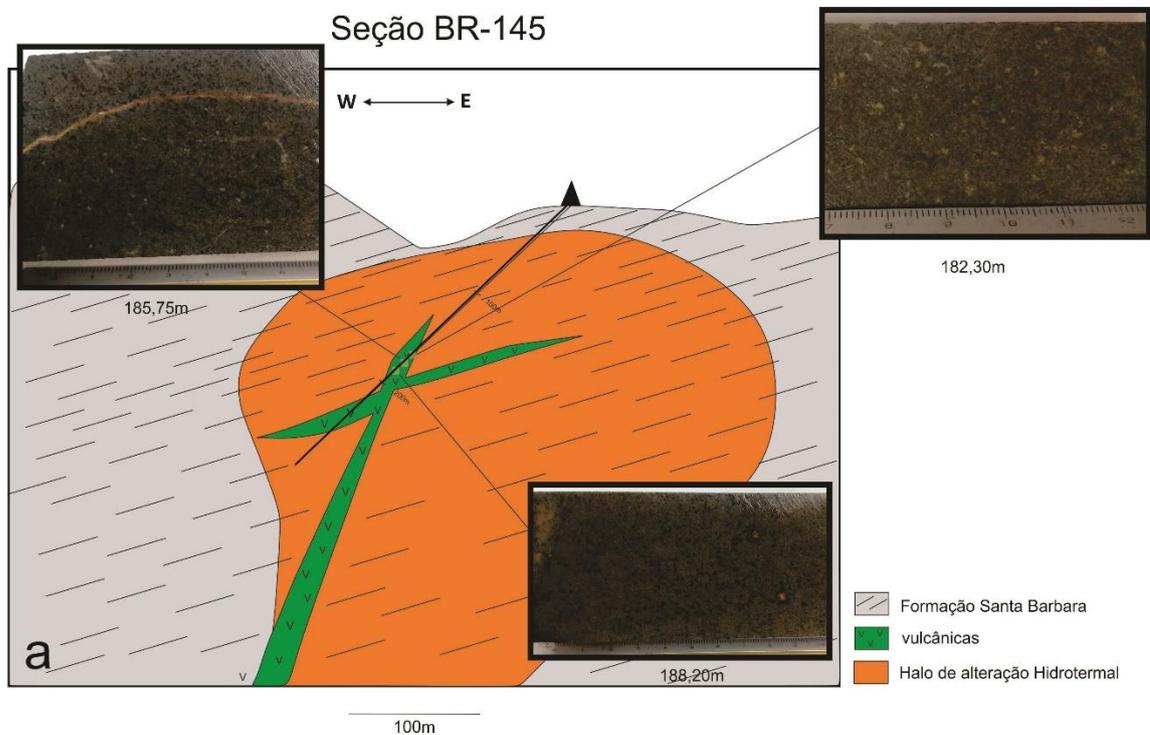
Fonte: Autor

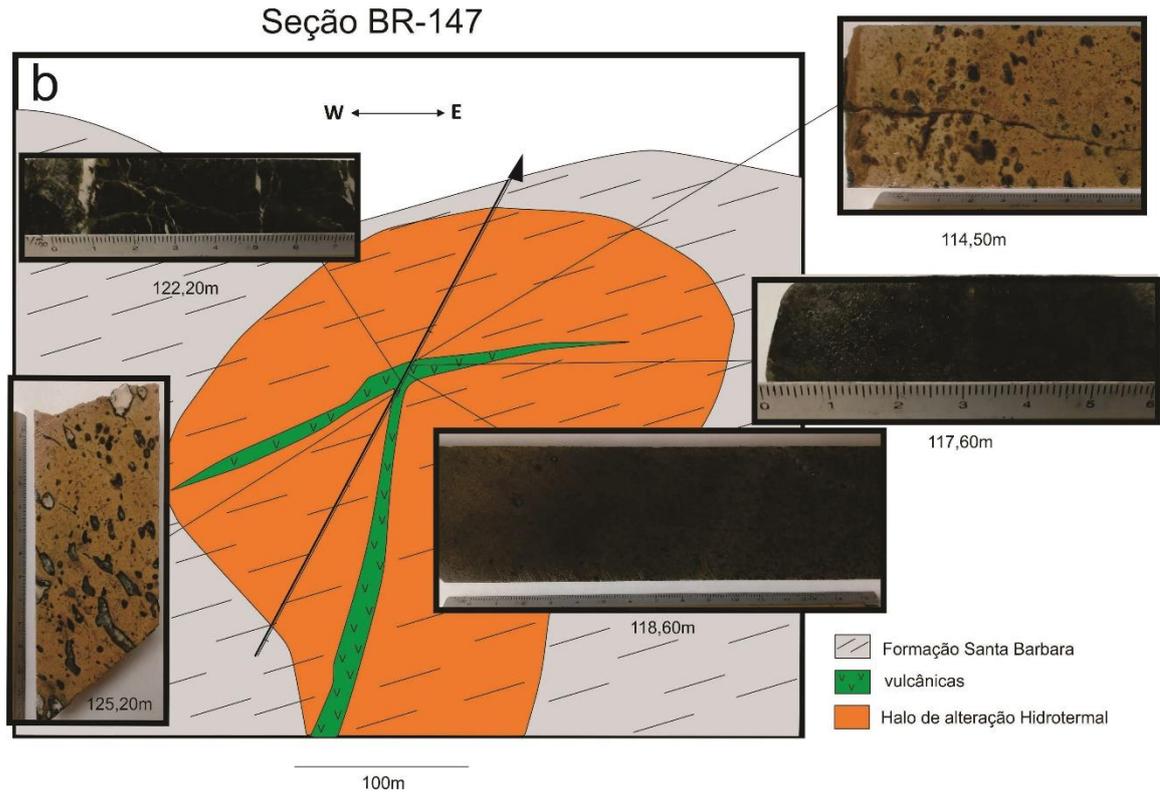
As características observadas macroscopicamente demonstram que os litotipos estudados são rochas ricas em vesículas e vênulas preenchidas por quartzo e carbonato, possuem minerais máficos e forte alteração hidrotermal, além de sulfetos de Pb, Zn e Cu presentes. Além disso, como pode ser observado na figura 9.5a, existe uma zonação/evolução da unidade vulcânica com o aumento de profundidade no depósito. O corpo vulcânico no testemunho BR145 é mais profundo no sistema e suas amostras se apresentam menos alteradas, enquanto que no testemunho de sondagem BR147, o corpo vulcânico é mais mineralizado pelos sulfetos, é mais raso

e possui um sistema de veios mais estruturado, apresentando estruturas (vesículas e amígdalas) que revelam o escape de gases nas bordas desse sistema. Também é observado que há progressiva zonação da alteração hidrotermal das amostras mais rasas para as mais profundas no testemunho de sondagem BR145, onde a expressiva ilitização cede espaço para uma intensa cloritização, com perceptível aumento de minerais máficos na rocha.

Já no testemunho de sondagem BR147, pode-se observar (figura 9.5b) a evolução do sistema, possuindo partes ilitizadas nas bordas do corpo vulcânico e forte cloritização na parte central do mesmo. A venulação é expressiva nas amostras cloritizadas, como já comentado anteriormente, enquanto que nas bordas do corpo é observado intenso escape de gases. Esse grupo de amostras apresenta uma alteração hidrotermal mais intensa do que o grupo anterior (BR145), além de possuir minerais de minério em sua composição.

Figura 9.5 – a) seção esquemática do furo de sondagem BR145 com suas amostras representadas; b) seção esquemática do furo de sondagem BR147 com suas amostras representadas.





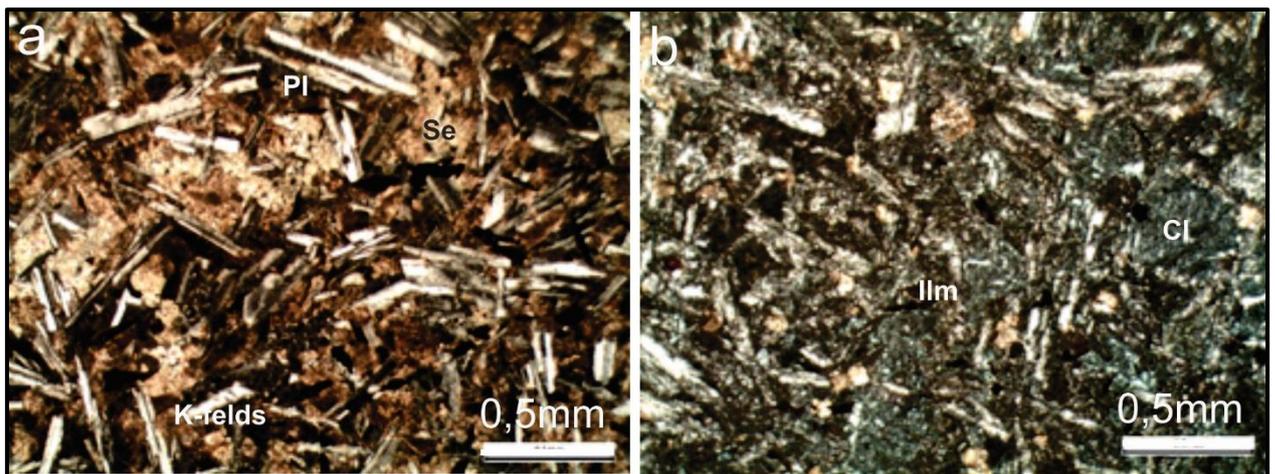
É possível sugerir que os processos hidrotermais atuantes no sistema foram mais expressivos em condições mais rasas, se compararmos os dois testemunhos de sondagem, pois mostram maior impacto de sua atuação nas amostras do testemunho de sondagem BR147 (110 a 130 m de profundidade) do que nas amostras do BR145 (180 a 190 m de profundidade).

Os litotipos estudados do depósito Santa Maria podem ser comparados com a unidade basáltica – andesítica da base do Cerro do Bugio, descrita por Zerfass e Almeida (1997), Almeida *et al.*, (1998, 2002) e Zerfass, Almeida & Gomes (2000), uma vez que apresentam mineralogia, textura e alteração hidrotermal semelhantes. Contudo, existem indícios em outras seções do depósito, descritas por Drago & Mexias (2016), de que estes litotipos podem pertencer ao Membro Rodeio Velho. As rochas vulcânicas estudadas podem ser classificadas macroscopicamente como andesitos, sendo essa classificação bastante prejudicada pela alteração a que as amostras foram expostas.

9.2 PETROGRAFIA MICROSCÓPICA

A partir da análise microscópica de oito lâminas delgadas, foi observado que os dois litotipos estudados possuem características muito semelhantes entre si. Ambas as amostras são hipocristalinas e apresentam textura afanítica microcristalina. As amostras possuem arranjo inequigranular, textura glomeroporfírica a seriada, com microfenocristais de feldspato potássico (ortoclásio e sanidina provavelmente) em maior parte, plagioclásio (Figura 9.6a e b) e fenocristais de anfibólio, provavelmente hornblenda. Observa-se fenocristais de clinopiroxênio (possivelmente augita e aegirina) em quantidade acessória, assim como pirita, calcopirita, galena, ghoetita e ilmenita. A matriz tem textura intersertal e intergranular constituída de sericita (Figura 9.6a) em algumas amostras e em outras de clorita (Figura 9.6b). Em algumas profundidades também se observam vênulas e vesículas preenchidas por quartzo, calcita, sericita, clorita e minerais de minério.

Figura 9.6 – a) visão geral do arranjo, textura e mineralogia da rocha vulcânica A com matriz sericítica; b) visão geral do arranjo, textura e mineralogia da rocha vulcânica B com matriz de clorita.

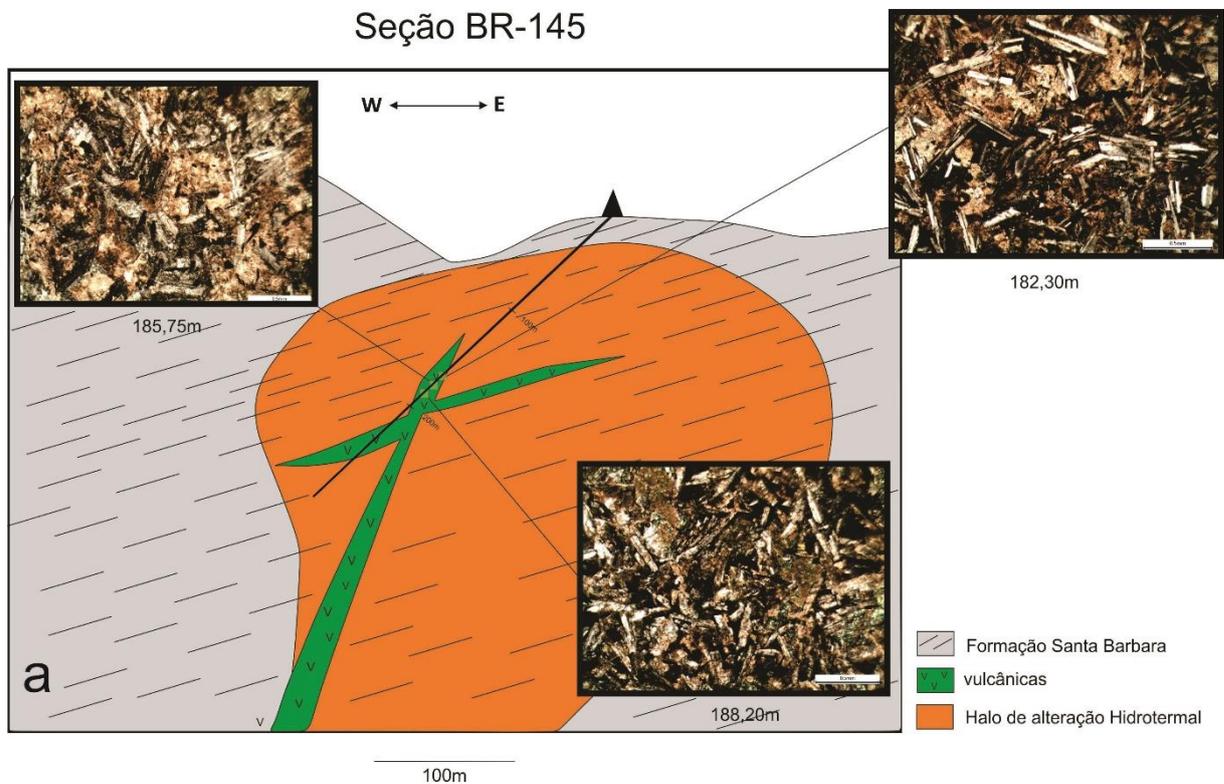


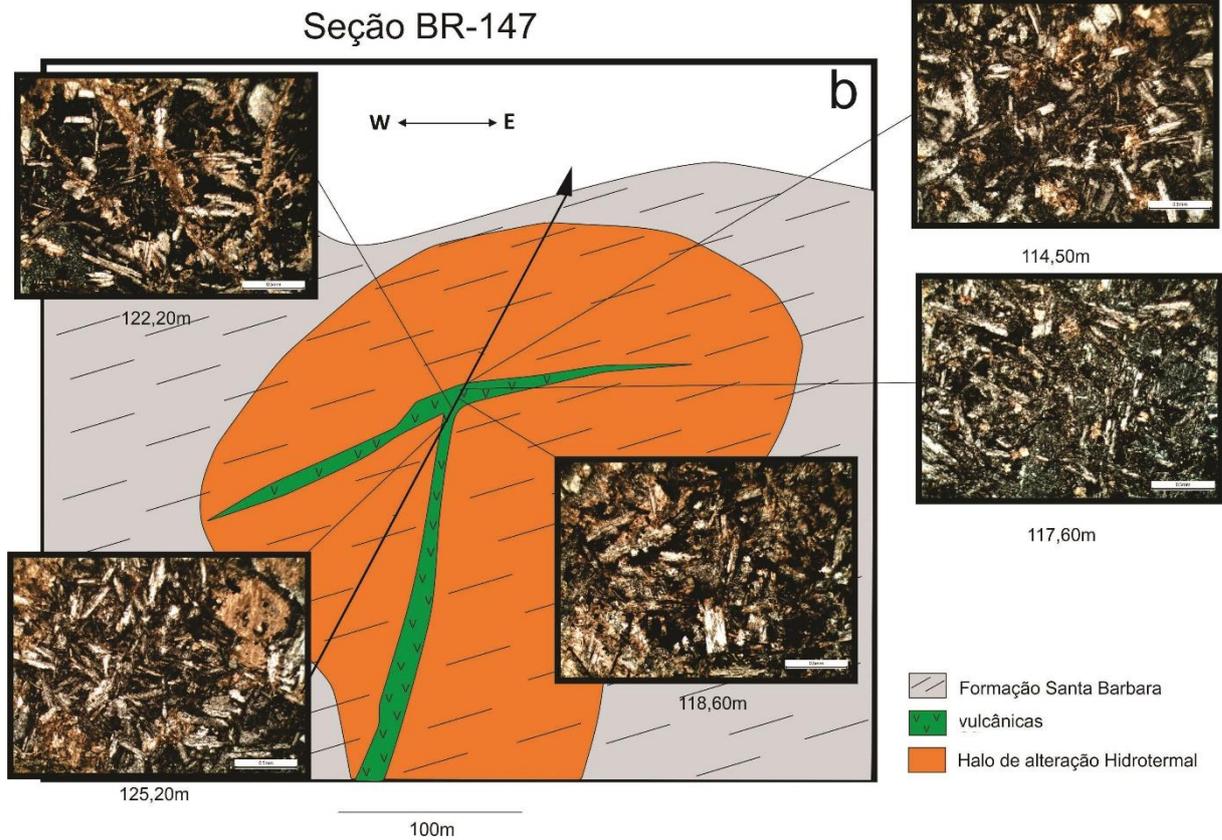
Fonte: Autor.

A descrição microscópica confirma a zonação mineralógica e da alteração hidrotermal observada nas amostras dos testemunhos de sondagem. Nas duas primeiras amostras do testemunho de sondagem BR145 a matriz intersertal e

intergranular é dominada pela alteração sericítica, sendo que na amostra média (185,75m) existe a mistura de sericita e clorita, enquanto que a última amostra é intensamente cloritizada (Figura 9.7a). Já nas amostras do testemunho de sondagem BR147, a alteração da primeira e da última amostra é a sericítica e no litotipo central, há predomínio de cloritização, mostrando uma concentração maior de veios, vênulas e vesículas nessas amostras (Figura 9.7b).

Figura 9.7 – a) seção geológica do testemunho de sondagem BR145 e suas respectivas amostras; b) seção geológica do testemunho de sondagem BR147 com as suas respectivas amostras analisadas.





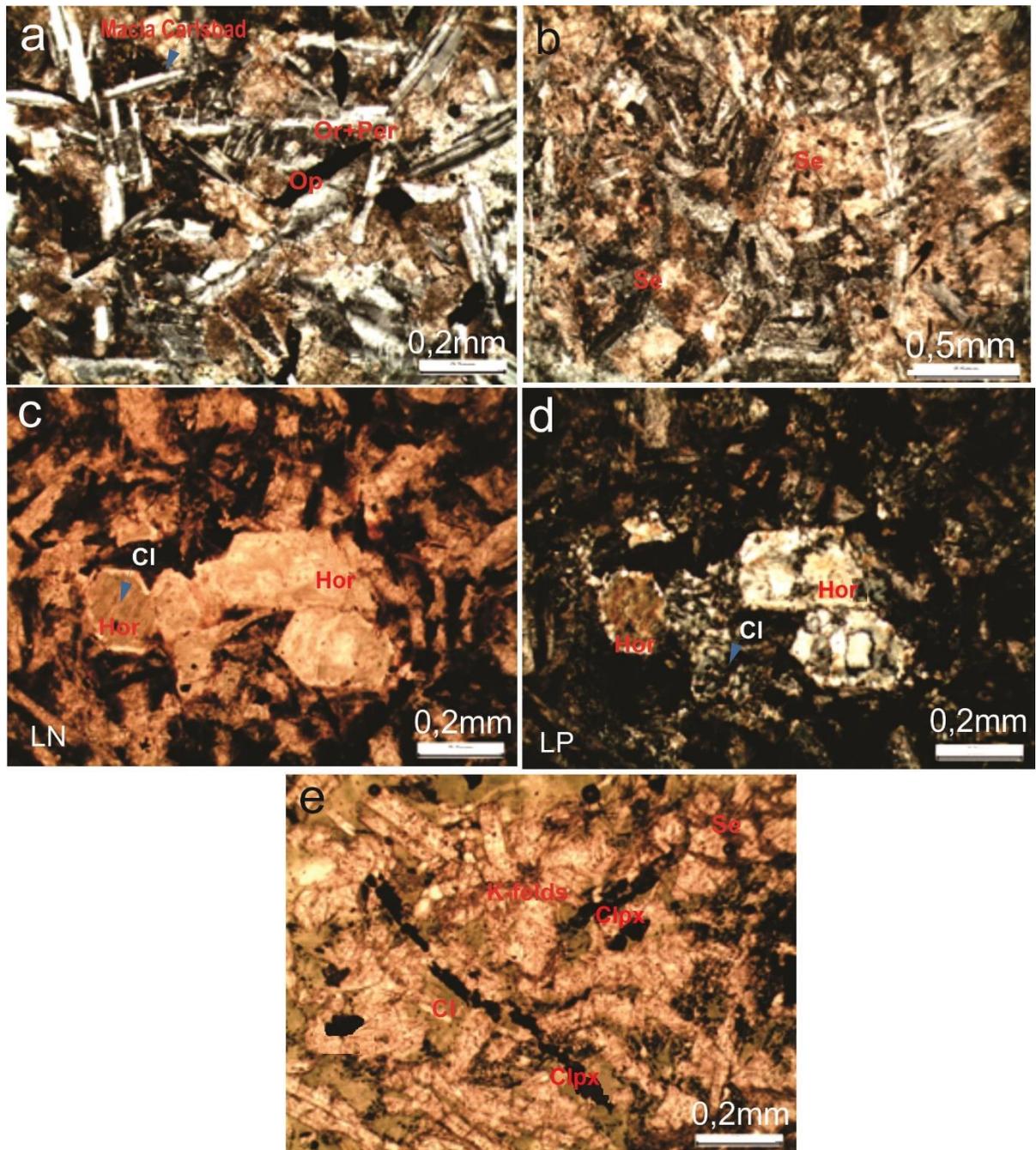
Fonte: Modificado de Nexa Resources S/A.

O plagioclásio e feldspato potássico, provavelmente ortoclásio e sanidina, se apresentam, em geral, subédricos a euédricos, com hábito ripiforme, variando de 0,1 a 1,0 mm de tamanho. Inicialmente, é observada macla polissindética e Carlsbad bem definidas (Figura 9.8a), mas com a presença de fluídos hidrotermais no sistema, é possível que esses minerais tenham sido fortemente alterados para argilominerais, apresentando, assim, aspecto “sujo”, intenso fraturamento, maclas incompletas a extintas (Figura 9.8b) e textura em peneira, quando o hidrotermalismo é forte o suficiente para corroer os grãos.

Os fenocristais de anfibólio, provavelmente hornblenda também se apresentam, em geral, totalmente cloritizados. É possível distingui-los apenas por sua forma subédrica a euédrica preservada, pela clivagem que se mantêm perfeita de forma reliquiar em alguns cristais (Figura 9.8c e d) e por seu relevo e extinção característicos. Possuem tamanho que varia de 0,2 a 0,5 mm. Os fenocristais de clinopiroxênios, provavelmente augita e aegirina, possuem hábito esquelético, são anédricos, bastante fraturados e variam de 0,05 a 0,4 mm (Figura 9.8e). A augita e

aegirina possuem extinção característica dos clinopiroxênios e devido a sua extinção, coloração e hábito são sugeridos estes clinopiroxênios para a rocha.

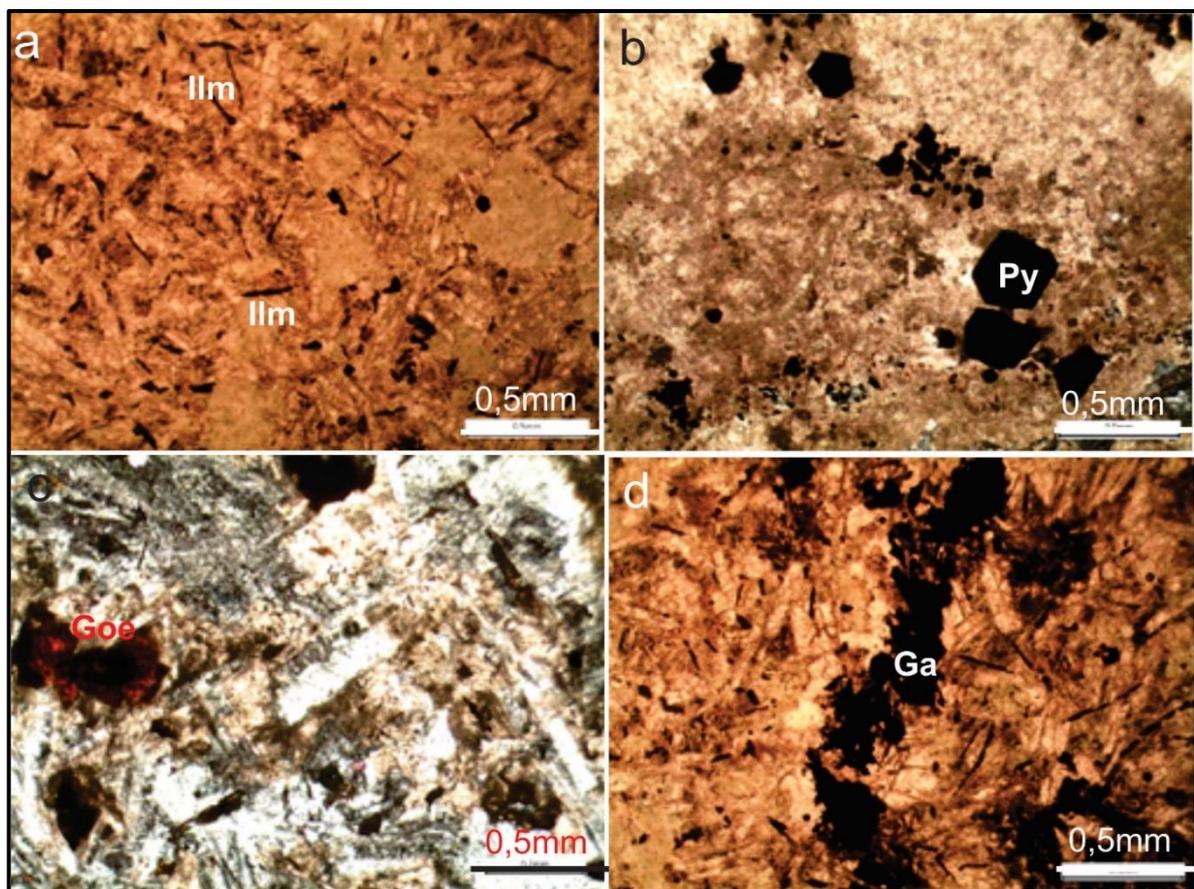
Figura 9.8 – a) matriz feldspática com detalhe para as maclas visíveis com aumento de 10x; b) argilização dos feldspatos com aumento de 5x; c) hornblenda cloritizada a luz natural transmitida com aumento de 10x; d) hornblenda cloritizada a luz polarizada transmitida com aumento de 10x; e) clinopiroxênio esqueletal a luz natural transmitida com aumento de 10x.



Fonte: Autor.

Os minerais opacos observados e que são possíveis de definir, pelo seu hábito característico são: ilmenita, goethita, galena e pirita. A ilmenita apresenta hábito acicular e esqueletal (Figura 9.9a), enquanto que a pirita apresenta forma cúbica a hexagonal (Figura 9.9b), ambas características muito comuns nas amostras vulcânicas estudadas aqui. Em alguns casos, a ilmenita parece estar orientada. A goethita é observada como oxidação dos minerais de Fe (Figura 9.9c) e ocorre frequentemente como borda de alteração de vesículas e veios. A galena também é observada nas amostras (Figura 9.9d), onde possui hábito tipicamente triangular devido a sua figura de arranque.

Figura 9.9 – a) ilmenita com hábito acicular; b) pirita com forma cúbica e hexagonal; c) goethita como oxidação dos minerais de ferro com aumento de 10x; d) figura de arranque da galena, mostrando hábito triangular. Todas as microfotografias com aumento de 5x, exceto em d.

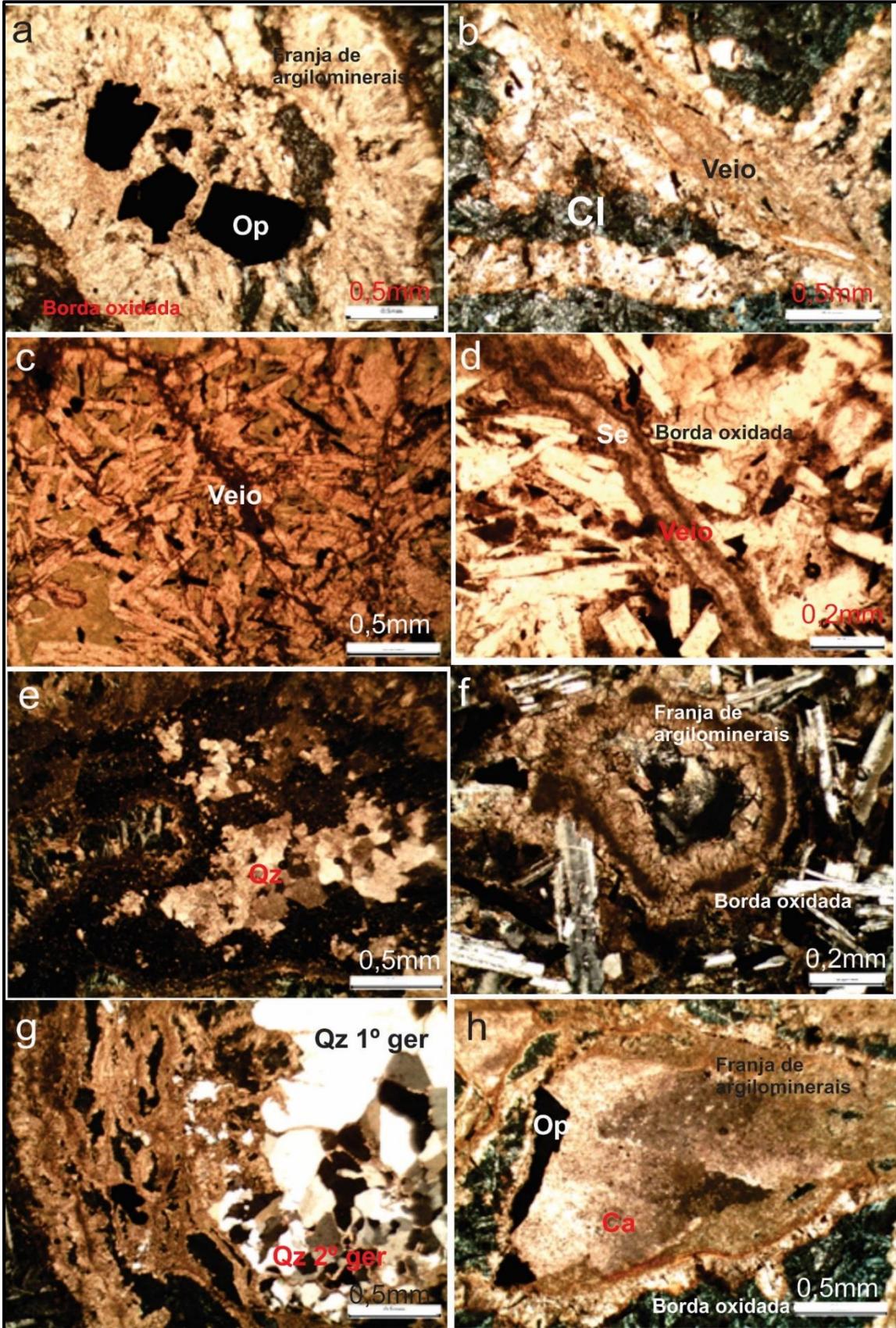


Fonte: Autor.

As amostras do testemunho de sondagem BR147 apresentam expressiva quantidade de veios, vênulas e vesículas, sendo os veios e vênulas em sua maioria totalmente sericitizados e cloritizados, com bordas de oxidação (Figura 9.10a) e hábito em franja dos argilominerais. Nas profundidades de 117,60 m e 122,20 m em que há predomínio de cloritização, existem *stockworks* com espessuras variadas (Figuras 9.10b e c), que variam desde 0,2 mm até maiores que 1,5 mm. Estes podem ser preenchidos por quartzo (duas gerações), carbonato (calcita, neste caso) e minerais de minério (Figuras 9.10d, e). Vesículas também são observadas (figura 9.10f) e podem ser preenchidas pelos mesmos minerais (amígdalas – Figuras 9.10g e h) ou não possuir preenchimento algum, podendo apresentar coroa de oxidação. O quartzo apresenta-se em duas gerações, uma de fenocristais e a segunda, na forma de agregados microcristalinos (Figura 9.10g).

De acordo com as características mineralógicas e texturais observadas, é possível sugerir que a rocha vulcânica em estudo varia entre traquito, latito e traquiandesito, considerando à quantidade de minerais félsicos (plagioclásio+feldspato potássico) que constitui a rocha. Almeida, *et al.* (1998, 2000) descreve os derrames e intrusões do Membro Rodeio Velho de forma semelhante, diferindo na presença de estruturas de fluxo e interação vulcano-sedimentar que não ocorrem nas amostras estudadas. Ao comparar a rocha em estudo com as descrições de Almeida, *et al.* (2005) para a Formação Acampamento Velho, observa-se que as rochas possuem características parecidas, mas sutis diferenças, como a falta de orientação dos feldspatos para se ter uma matriz traquítica ou pela ausência de uma matriz pilotaxítica, composta por microcristais de plagioclásio e clinopiroxênio. Isto sugere que as rochas vulcânicas da área 1 do depósito Santa Maria têm maior semelhança microscópica com as rochas do Membro Rodeio Velho.

Figura 9.10 – a) presença de vênulas e vesículas em uma das amostras; b) *stockwork* na profundidade 117,60m; c) *stockwork* a 122,20m de profundidade; d, e) veios/vênulas preenchidos por quartzo, calcita e minerais de minério; f) ocorrência de vesícula em amostra de rocha vulcânica descrita; g, h) vesículas preenchidas por quartzo, calcita e minerais de minério, com coroa de alteração. Todas micrografias com aumento de 5x, exceto d e f com 10x.



Fonte: Autor.

Por fim, a partir da descrição microscópica, foi possível sugerir uma paragênese mineral para as rochas analisadas (Figura 9.11).

Figura 9.11 – Paragênese mineral sugerida para as rochas vulcânicas estudadas.

Minerais	Paragênese	Alteração 1	Alteração 2
Feldspato Potássico	? - - -		
Plagioclásio	_____		
Hornblenda	- - - - -		
Clinopiroxênio	- - - - - ?		
Sulfetos		? - - -	_____
Sericita		_____ - - - -	
Clorita		- - - - -	_____

Fonte: Autor.

Os minerais de plagioclásio começaram a se formar primeiro nas rochas devido o processo de cristalização fracionada, sendo que o mais abundante na rocha. Depois se formaram os fenocristais de clinopiroxênios (augita e aegirina provavelmente) e de anfibólios (hornblenda, provavelmente), sendo que devido à forte alteração sofrida pelos clinopiroxênios, parece haver maior abundância de anfibólios na rocha. Os últimos minerais a se formarem antes da alteração imposta a rocha foram sanidina e ortoclásio, os prováveis feldspatos potássicos presentes nas amostras. Um fluido hidrotermal penetrou na rocha e alterou os feldspatos para sericita, que começa a cristalizar no primeiro pulso do fluido. No segundo momento, a rocha começa a sofrer cloritização, alterando os clinopiroxênios e anfibólios, sendo essa paragênese da alteração hidrotermal corroborada pela relação de corte dos dois tipos de alteração argílica observados na figura 9.4(b), na qual pode-se ver a vulcânica cloritizada cortando a vulcânica sericitizada. No final desse processo, o fluido hidrotermal mineralizou a rocha com sulfetos de Pb, Zn e Cu.

9.3 CLASSIFICAÇÃO GEOQUÍMICA

Os dados geoquímicos para as oito amostras estudadas são apresentados na Tabela 01. Foram confeccionados diagramas geoquímicos para comparação entre as amostras estudadas do depósito Santa Maria e as rochas vulcânicas pertencentes à Bacia do Camaquã, principalmente as rochas pertencentes ao Membro Rodeio Velho e Formação Acampamento Velho.

Apesar das amostras apresentarem forte alteração hidrotermal como observado na petrografia, serão utilizados diagramas de elementos maiores para sua classificação e comparação com rochas do MRV e FAV, no qual as amostras são divididas em cloritizadas e sericitizadas, além de sua respectiva profundidade.

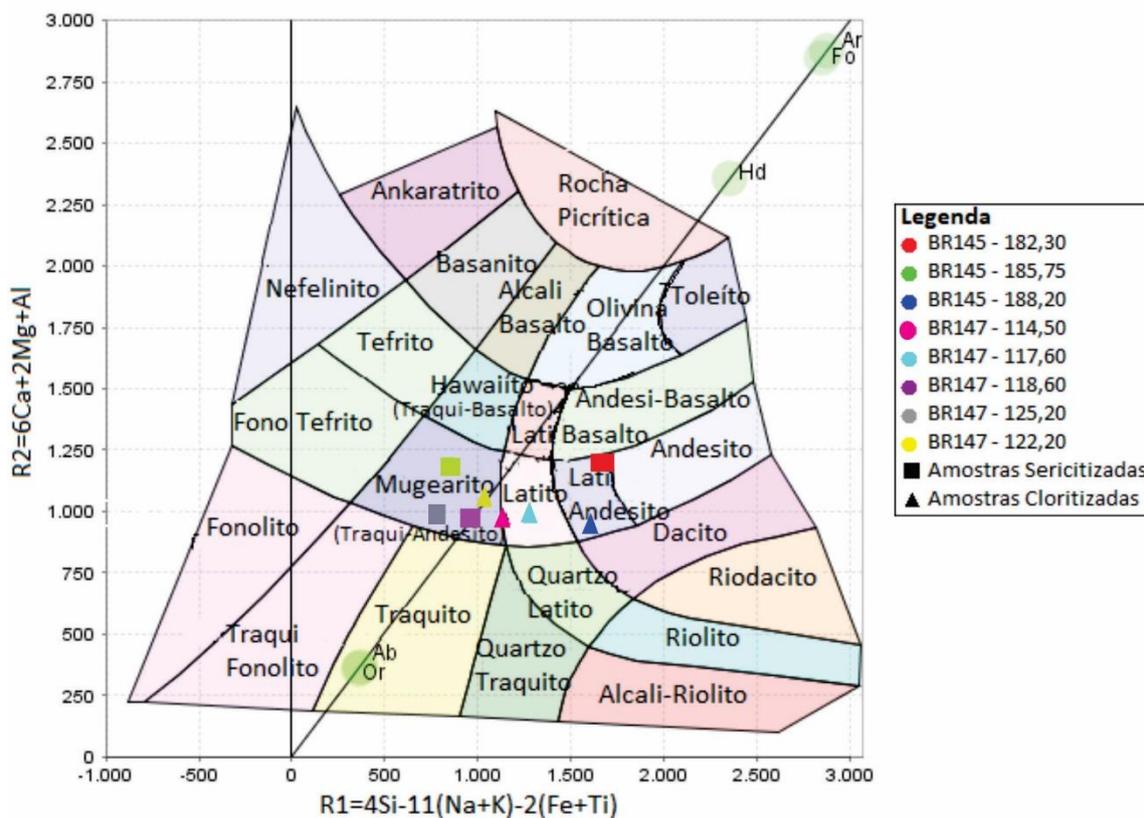
Tabela 01 – Geoquímica obtida a partir de ICP-AES e Fluorescência de Raios-X para as amostras estudadas cedida pela empresa Nexa Resources S/A. Óxidos em % e traços em ppm.

Amostras Elementos	BR145 - 182,30	BR145 - 185,75	BR145 - 188,20	BR147 - 114,50	BR147 - 117,60	BR147 - 118,60	BR147 - 122,20	BR147 - 125,20
SiO2	43,270	30,200	44,390	33,300	36,460	36,340	35,810	33,970
TiO2	1,290	1,240	1,010	1,250	1,240	1,220	1,220	1,370
Al2O3	12,600	13,000	12,050	12,700	12,700	12,700	13,400	14,150
FeOt	7,500	8,370	6,880	9,770	9,650	9,570	8,690	9,780
MnO	0,354	0,230	0,179	0,302	0,319	0,317	0,418	0,383
MgO	4,730	11,200	5,540	8,320	8,690	8,540	7,160	7,020
CaO	6,670	3,700	4,040	2,950	2,810	2,750	3,950	3,400
Na2O	1,560	0,030	0,400	0,030	0,040	0,050	0,040	0,030
K2O	1,800	3,380	4,260	3,970	3,710	4,120	4,550	4,950
P2O5	1,280	1,330	1,250	1,200	1,320	1,300	1,360	1,360
LOI	10,070	17,810	10,950	16,570	13,160	13,750	13,120	14,950
As	2,50	2,50	6,00	12,00	2,50	2,50	5,00	5,00
Ba	1510,00	710,00	1310,00	490,00	930,00	900,00	810,00	970,00
Be	2,30	2,10	2,00	1,80	2,00	2,00	2,40	1,90
Bi	5,00	8,00	1,00	1,00	1,00	5,00	3,00	1,00
Cd	0,25	0,80	0,25	10,20	20,20	1,70	10,90	12,30
Co	35,00	63,00	35,00	41,00	35,00	42,00	47,00	42,00
Cr	83,00	111,00	73,00	89,00	103,00	95,00	108,00	108,00
Cu	27,00	14,00	23,00	229,00	112,00	30,00	99,00	111,00
Ga	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00	20,00
La	70,00	70,00	60,00	60,00	60,00	60,00	60,00	60,00
Mo	1,00	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50	0,50
Ni	72,00	126,00	74,00	61,00	81,00	80,00	105,00	94,00
P	5010,00	5890,00	3950,00	5050,00	5640,00	5460,00	5630,00	5860,00
Pb	151,00	87,00	69,00	1840,00	1505,00	601,00	1625,00	630,00
S	100,00	2000,00	100,00	6300,00	3900,00	1600,00	3300,00	3700,00
Sb	2,50	2,50	5,00	2,50	2,50	2,50	2,50	2,50
Sc	20,00	18,00	17,00	18,00	18,00	18,00	19,00	20,00
Sr	923,00	178,00	283,00	86,00	134,00	136,00	122,00	128,00
Th	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Tl	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
U	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
V	162,00	168,00	153,00	149,00	154,00	158,00	171,00	178,00
W	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	10,00
Zn	598,00	844,00	586,00	4200,00	7750,00	1810,00	4990,00	4940,00

Fonte: Dados cedidos pela Nexa Resources S/A.

No diagrama classificativo para rochas vulcânicas (Figura 9.11) de De La Roche *et al.*, (1980), verifica-se que as amostras são classificadas, em sua maioria, como Mugearitos (esta é uma variação de traquiandesitos), latitos e lati andesitos, caracterização semelhante a petrografia descrita das rochas, já que o autor utiliza combinações dos elementos que formam os minerais constituintes das rochas vulcânicas como parâmetro de classificação (Si, Ca, Fe, Mg, Na, K e Ti).

Figura 9.12 – Diagrama de classificação para rochas vulcânicas usando os parâmetros R1 e R2 (DE LA ROCHE *et al.*, 1980).

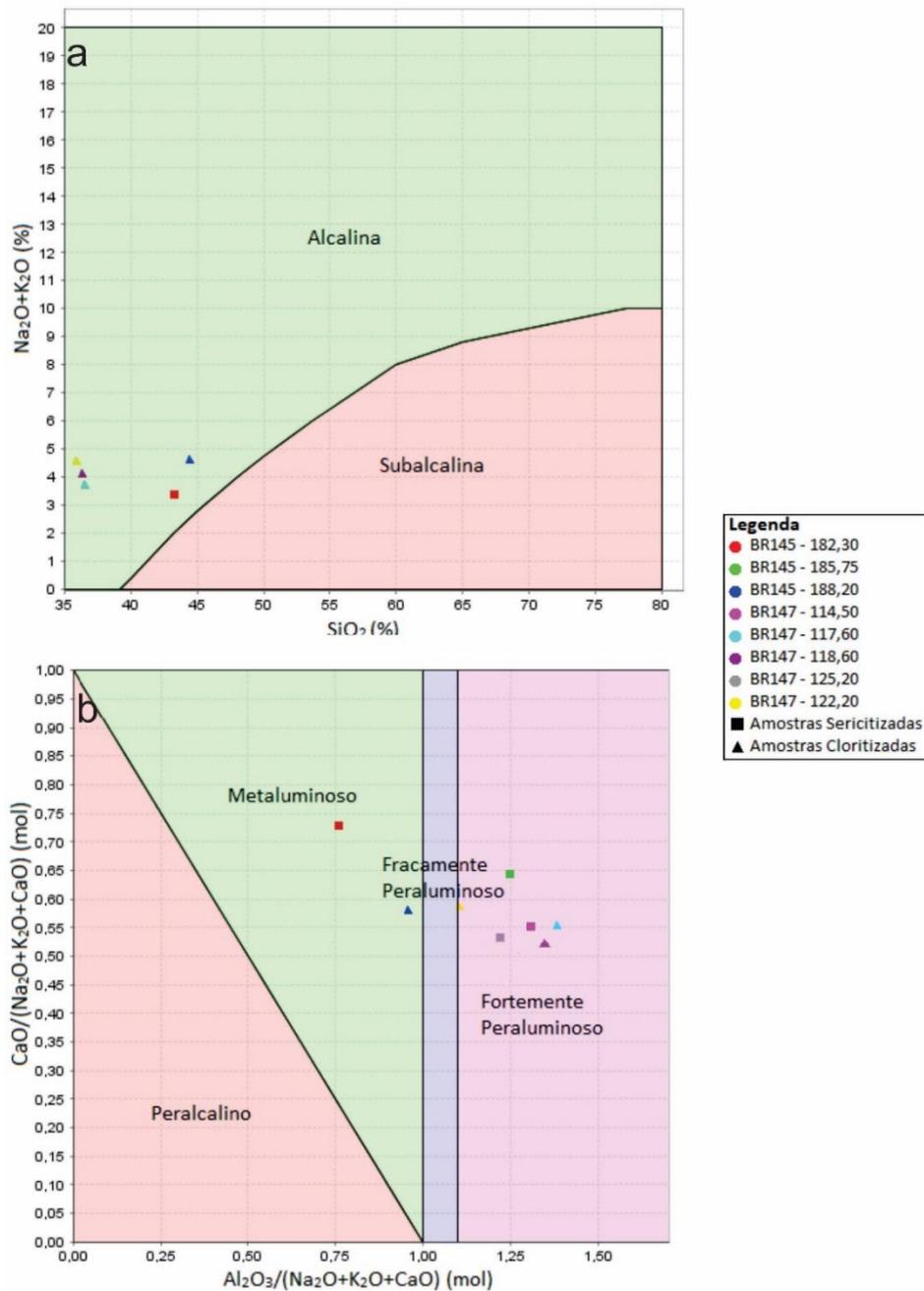


Fonte: Autor.

O caráter alcalino dessas amostras também foi observado, assim como a presença de Al, sendo que todas as amostras estudadas são alcalinas, de acordo com o diagrama de Irvine e Baragar (1971), para diferenciação de rochas ígneas alcalinas e subalcalinas, apresentado na figura 9.13a. Enquanto isso, a influência do teor de Al_2O_3 pode ser observado no diagrama de alumina saturação (Figura 9.14b) de Barton

e Young (2002), no qual a rocha vulcânica em questão está dividida em peraluminosa (fortemente e fracamente) e metaluminosa. As amostras metaluminosas são apenas duas, sendo as mais rasas de cada testemunho de sondagem.

Figura 9.13 – a) Diagrama de classificação de rochas vulcânicas em alcalinas e subalcalinas por Irvine e Baragar (1971), utilizando Total de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) x SiO_2 ; b) Diagrama de alumina saturação para rochas ígneas de Barton & Young (2002).



Fonte: Autor.

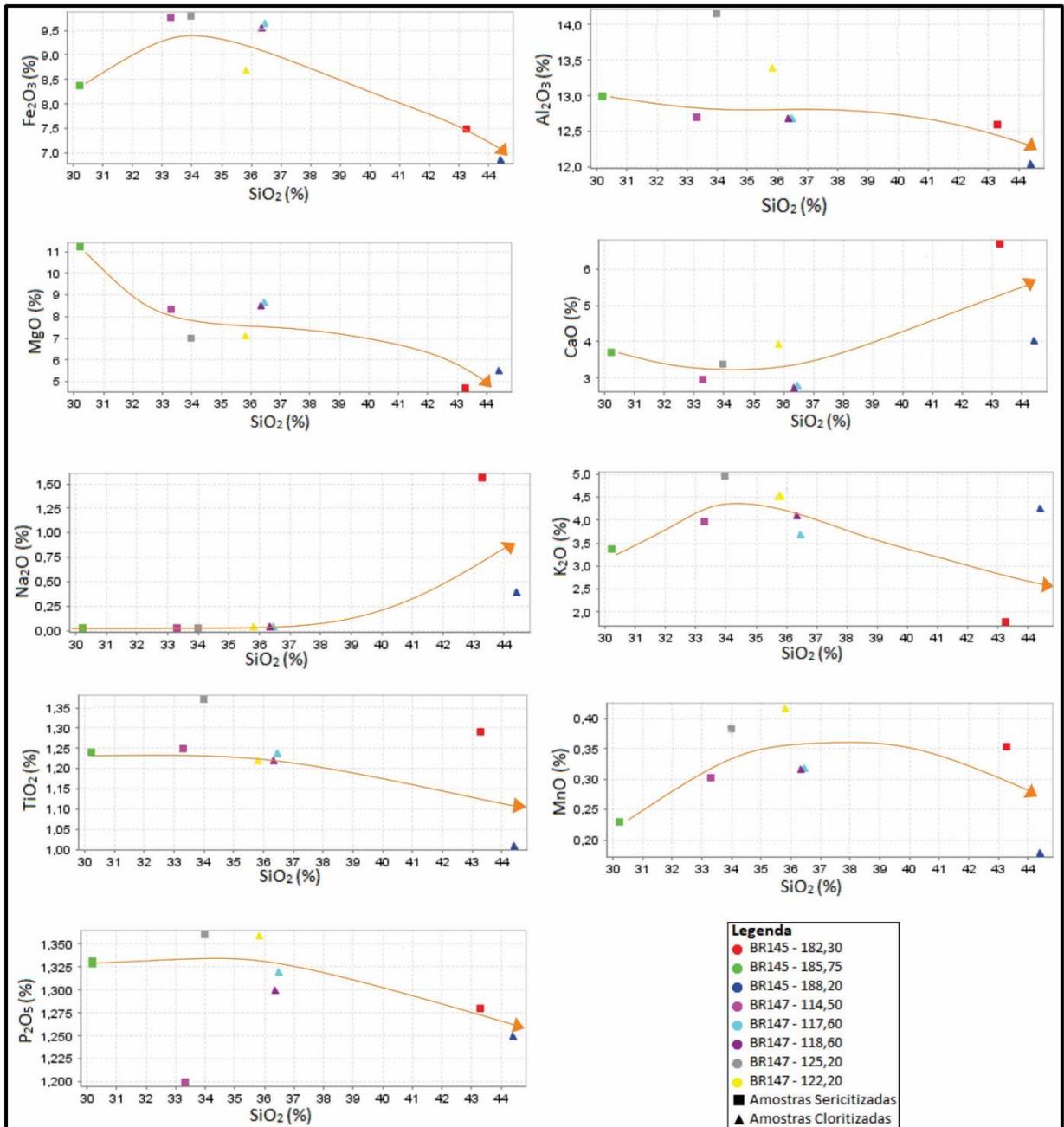
Apesar de os gráficos tipo Harker não classificarem a rocha, eles possibilitam a inferência de algumas características e tendências que os elementos maiores apresentam em rochas ígneas. Eles são gráficos em que se plotam os diferentes óxidos contra um índice de diferenciação que para este trabalho é o teor de SiO_2 . Em seu conjunto (Figura 9.14), as distribuições não possuem tendência, pois na maioria dos diagramas as amostras se mostram dispersas uma das outras. As distribuições de TiO_2 , Al_2O_3 e Na_2O possuem certa linearidade, pois apresentam maior homogeneidade em seus teores, enquanto que CaO , MgO , K_2O , P_2O_5 , Fe_2O_3 e MnO possuem uma variação curvilínea, sendo a do óxido de Ca a única distribuição crescente.

O teor de Na_2O é extremamente baixo se comparado com os óxidos de Mg, Fe e Al, pois as amostras possuem em sua mineralogia minerais que sofreram cloritização, ilitização, sericitização e oxidação, alterações que apresentam Mg, Fe, K e Al como formadores de seus produtos secundários.

Ainda é possível observar que existe uma divisão entre as amostras cloritizadas e sericitizadas, o que mostra que o processo de alteração hidrotermal modificou as distribuições elementares das amostras. Aquelas que sofreram cloritização apresentam teores de SiO_2 mais homogêneos entre si, enquanto que as amostras com alteração sericítica predominante possuem teores de SiO_2 bastante dispersos.

O caráter peraluminoso e metaluminoso, anteriormente citado, também pode ser visualizado nos diagramas tipo Harker, confirmando altos teores do óxido de Al nas rochas estudadas, proveniente não só dos minerais primários que formam as rochas, como também dos argilominerais que se formaram com o processo hidrotermal. Já o caráter alcalino é mais proeminente devido ao K_2O , pois como já dito anteriormente, a porcentagem de Na_2O nas amostras é muito baixa.

Figura 9.14 - Diagramas Harker para as amostras de rocha vulcânica analisadas.

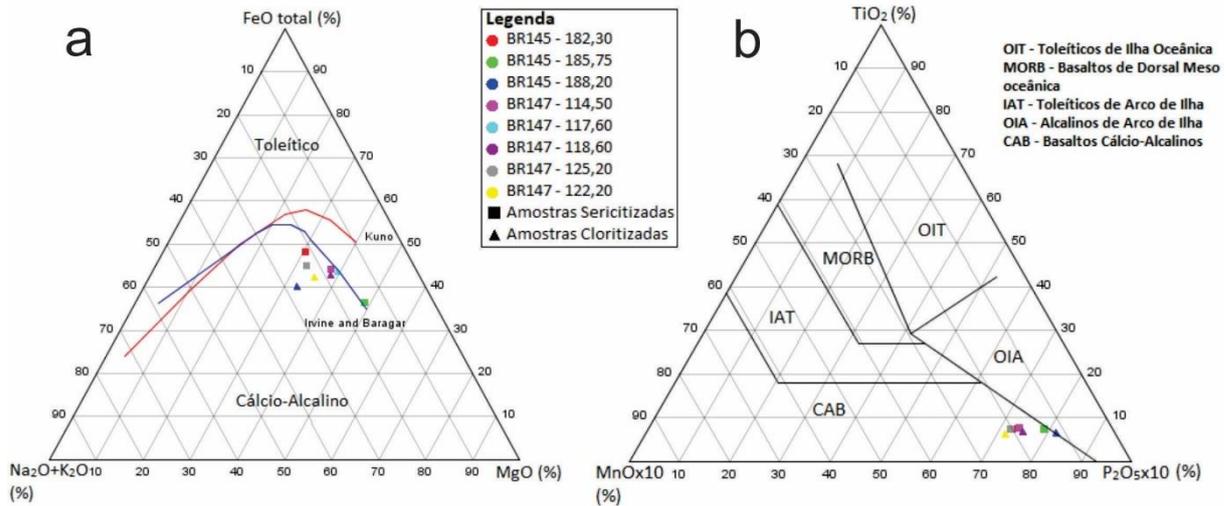


Fonte:Autor.

De acordo com o diagrama AFM (Figura 9.15a) de Irvine e Baragar (1971) observa-se que todas as amostras analisadas possuem afinidade cálcio-alcalina. O caráter cálcio alcalino é confirmado pelo diagrama de discriminação

tectonomagmática de andesitos basálticos e basaltos de regiões oceânicas de Mullen (1983) apresentado na figura 9.15b.

Figura 9.15 – a) Diagrama de classificação AFM (IRVINE; BARAGAR, 1971), sendo A=álcalis, F=FeOtotal e M=MgO; b) Diagrama de discriminação tectonomagmática para rochas basálticas por TiO_2 , P_2O_5 e MnO (MULLEN, 1983).



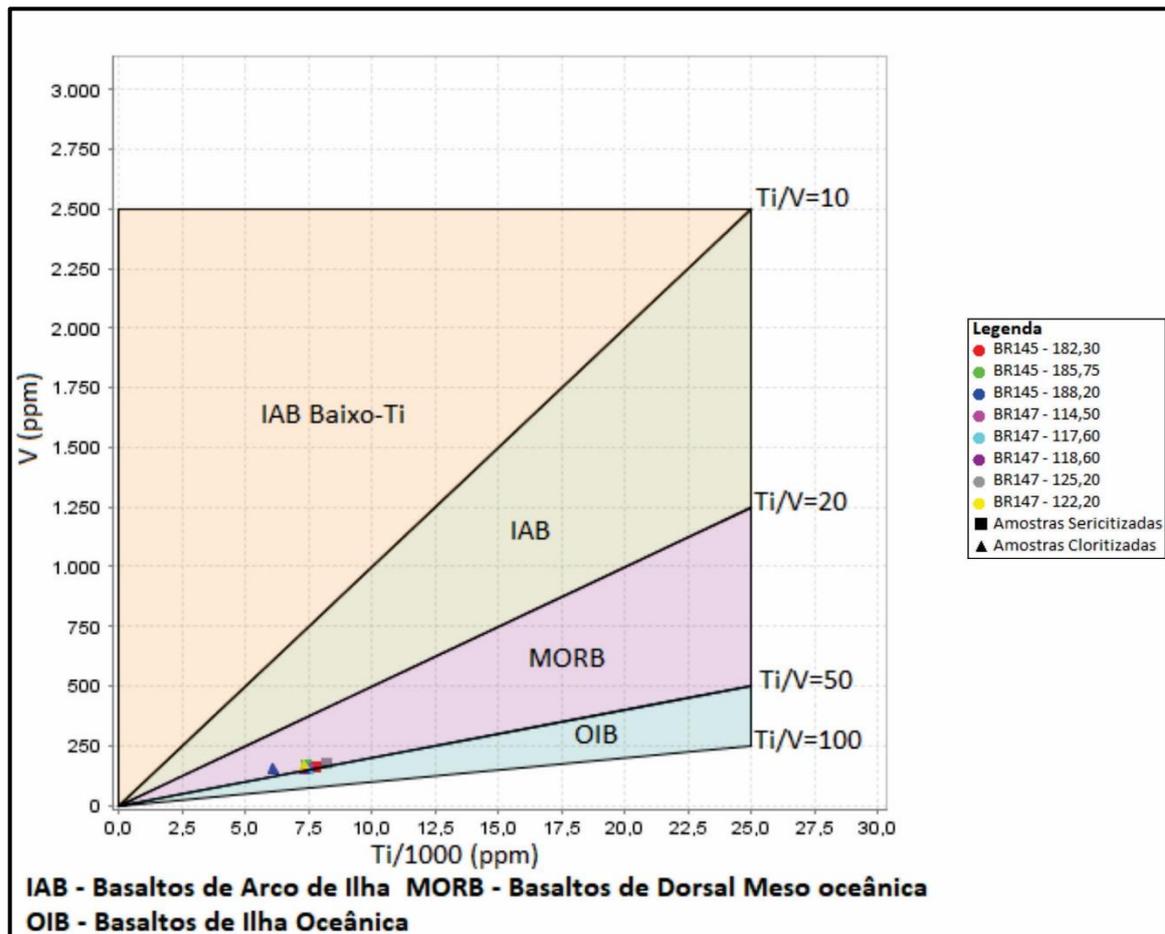
Fonte: Autor.

A partir das características das rochas estudadas é possível sugerir que a intensa alteração hidrotermal presente em todo o depósito Santa Maria e que afetou também as rochas vulcânicas da área 1, mascara a real afinidade geoquímica das amostras estudadas. A influência dessa alteração hidrotermal nas análises químicas é evidenciada por valores de perda ao fogo (LOI) maiores que 10% (entre 10 a 18 %; Tabela 01). Além disso, os elementos Na e K são móveis, variando durante os processos de alteração e os dados de ETRs são inesistentes.

Nesse sentido, houve a necessidade de confeccionar diagramas de elementos menores incompatíveis para caracterizar o ambiente tectonomagmático das rochas vulcânicas estudadas e realizar uma caracterização geoquímica com enfoque nos minerais de alteração hidrotermal presentes nas rochas.

No diagrama de Shervais (1982), que correlaciona Ti e V (Figura 9.17), as amostras apresentam semelhanças com os basaltos de dorsais meso-ocênicas (MORB), apresentando razão Ti/V entre 20 e 50.

Figura 9.16 – Diagrama de discriminação tectonomagnética utilizando elementos menores, Ti *versus* V (SHERVAIS, 1982).

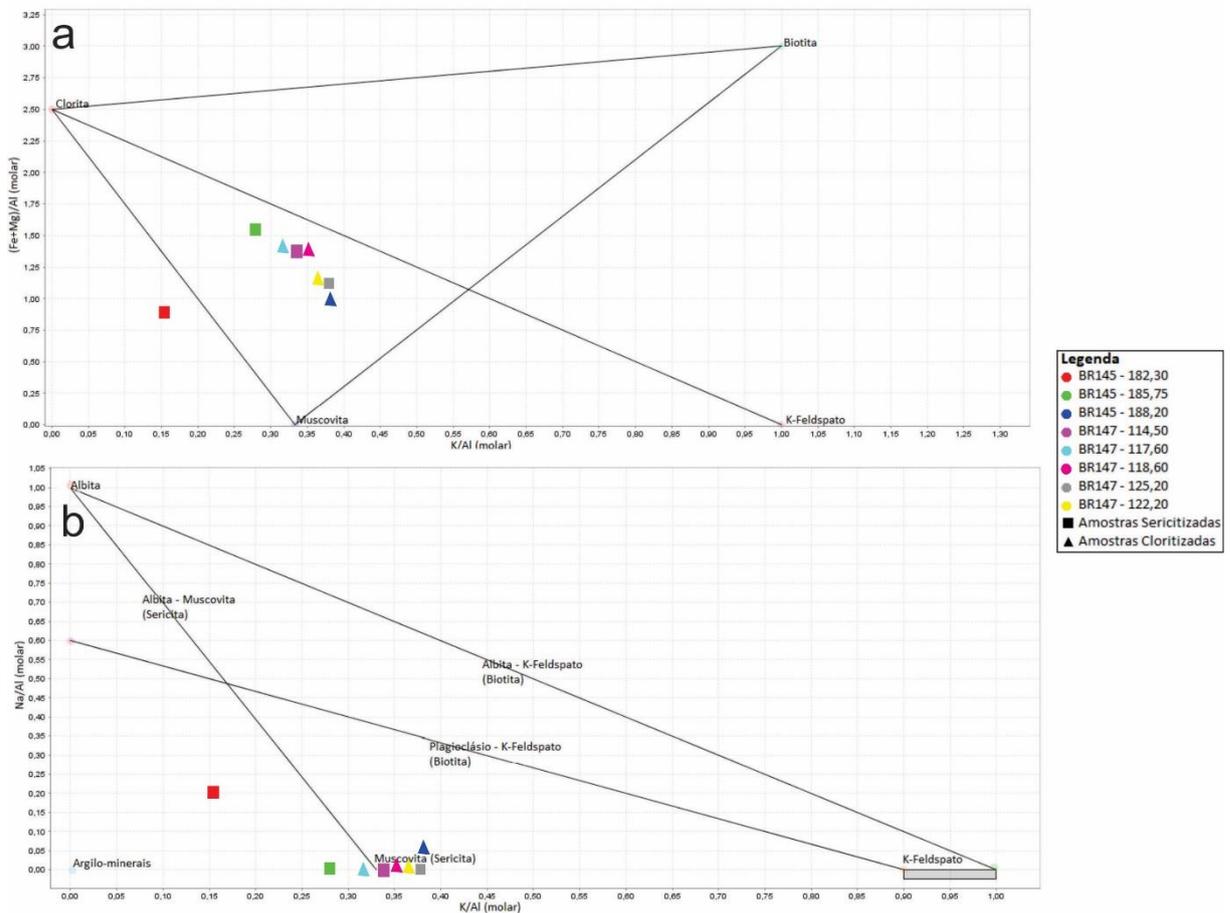


Fonte: Autor.

Além disso, devido a alteração da mineralogia original da rocha, já citado, foram confeccionados diagramas de minerais de alteração presentes nas amostras estudadas. Esses gráficos de razão molar são utilizados, essencialmente, para revelar a mobilidade dos óxidos de Na, K, Mg e Fe no sistema e mostrar quais minerais sofreram alteração. Na figura 9.18a é apresentado o diagrama das razões Na/Al (molar) *versus* K/Al (molar) que denota um caráter mais potássico às amostras estudadas, com predomínio de muscovita. Isso ocorre devido à baixa porcentagem de Na₂O nas amostras e devido a presença de sericita, alteração observada

microscopicamente e que possui mesma fórmula química que a muscovita. Apenas uma das amostras estudadas, a mais rasa do testemunho de sondagem BR145, recai no campo dos argilominerais. Um caráter esperado já que ela é a única amostra que apresentou um teor maior que 1,5 % de Na_2O . O diagrama que complementa essa caracterização química e mineralógica é o de $\text{Fe}+\text{Mg}/\text{Al}$ (molar) versus K/Al (molar), que ilustra a relação entre clorita e muscovita/sericita nas amostras estudadas (figura 9.17b).

Figura 9.17 – a) Diagrama de razão molar Na/Al x K/Al (Davis e Whitehead, 2006); b) Diagrama de razão molar $(\text{Fe}+\text{Mg})/\text{Al}$ x K/Al (Davis e Whitehead, 2006).



Fonte: Autor.

Os feldspatos presentes nas rochas estudadas alteram para sericita, sendo que as amostras com razão $\text{Fe}+\text{Mg}/\text{Al} < 1.25$ são as que apresentam alteração sericítica predominante, enquanto que as amostras com razão $\text{Fe}+\text{Mg}/\text{Al} > 1.25$ possuem predomínio de cloritização. Somente a amostra referente a profundidade de 182,30 m

do testemunho de sondagem BR145, recai fora dos campos dos diagramas. Esta amostra apresenta o menor conteúdo de K_2O e MgO e o maior teor de Na_2O das oito amostras estudadas (Tabela 01).

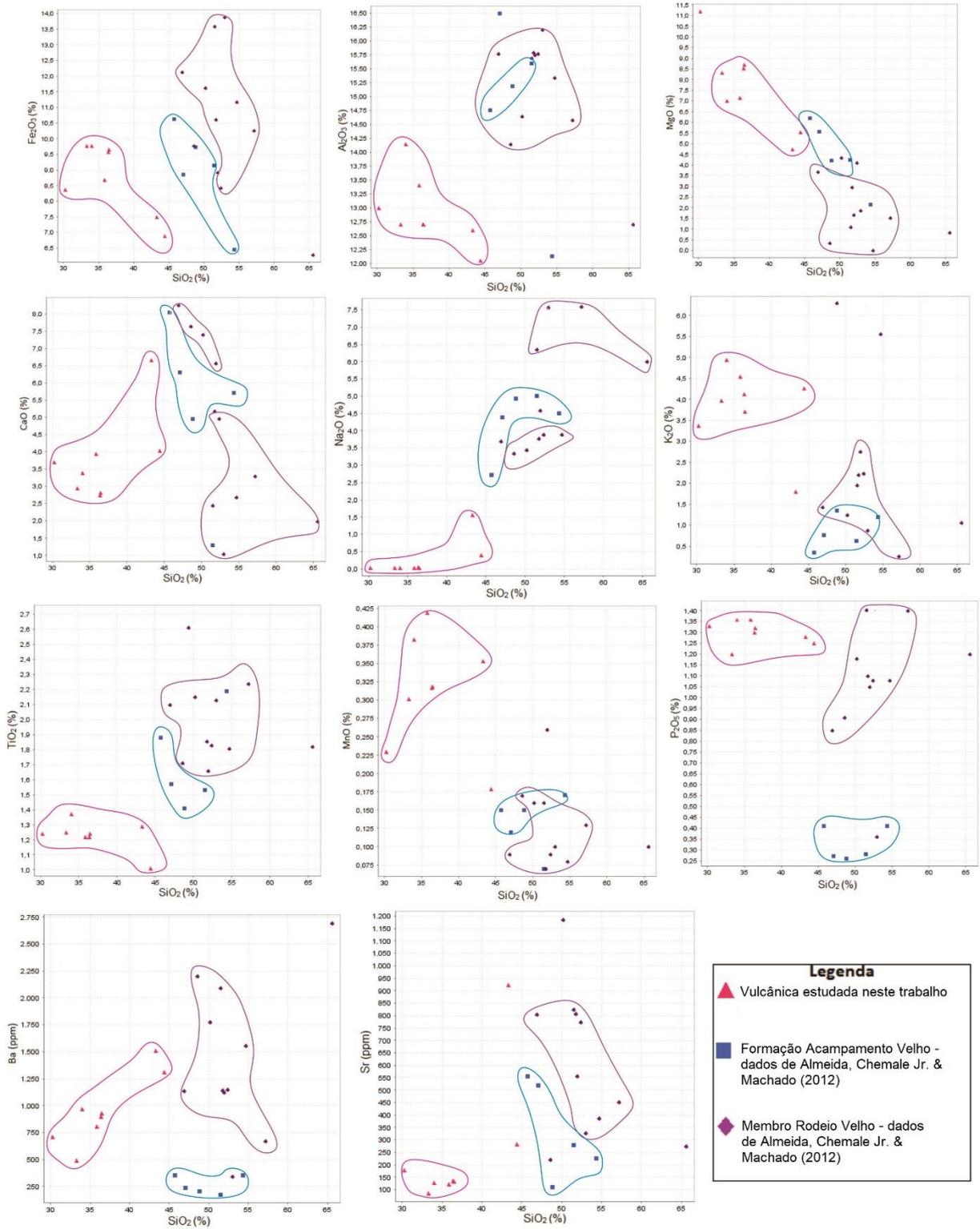
Comparando-se os resultados obtidos com os trabalhos já realizados para as rochas vulcânicas da Bacia do Camaquã, é possível observar que as amostras do depósito Santa Maria apresentam características próximas tanto das rochas da Formação Acampamento Velho quanto das rochas do Membro Rodeio Velho.

Desta forma e devido à falta de alguns elementos traços e os elementos terras raras utilizou-se novamente os diagramas de Harker para comparar as três unidades vulcânicas citadas neste trabalho (Figura 9.18), as rochas da FAV e MRV e a unidade vulcânica encontrada na área 1 do depósito Santa Maria. Neste caso, para tentar obter-se uma melhor definição sobre a origem magmática das rochas estudadas

Observa-se nesses diagramas que as distribuições de Fe_2O_3 , MgO e CaO se assemelham às distribuições das vulcânicas encontradas na Bacia, enquanto que os gráficos de outros óxidos mostram uma discrepância entre as unidades, no qual esse efeito pode ser resultado da expressiva alteração sofrida pela rocha vulcânica do depósito. Tanto a alteração sericítica, como a presença expressiva de feldspatos que formam as rochas pode ser observada no alto teor de K_2O das amostras do depósito, evidenciando seu caráter alcalino, apesar de haver um empobrecimento de Na_2O em relação às outras unidades vulcânicas.

Nessa comparação, também, foram utilizados elementos traços, como Ba e Sr, que são geralmente incompatíveis, obtendo-se um comportamento crescente de Ba para as rochas vulcânicas estudadas em comparação com as rochas do MRV e FAV, que pode ser devido a sua entrada no sistema a partir da alteração hidrotermal ou pelo maior conteúdo de Ba que entrou na fórmula dos minerais feldspáticos e piroxênios devido as trocas catiônicas. O teor de Sr nas amostras estudadas é muito inferior ao das vulcânicas da Bacia, mostrando que talvez, houve maior substituição catiônica do K por Ba nos feldspatos potássicos e hornblenda do que de Ca e K por Sr nos plagioclásios e feldspatos alcalinos. Assim, provavelmente, o fluido que alterou as amostras estudadas era enriquecido em Ba e não em Sr, elementos típicos de soluções hidrotermais.

Figura 9.18 – Diagramas Harker comparativos entre as três unidades vulcânicas citadas neste trabalho (FAV, MRV e vulcânica do depósito Santa Maria).



Fonte: Autor.

9.4 MOBILIDADE ELEMENTAR DA UNIDADE VULCÂNICA

Após a análise mineralógica e geoquímica detalhada das amostras estudadas, percebe-se quais minerais primários sofreram alteração para minerais secundários, em sua maioria argilizados. A partir da matriz de correlação de Pearson foi possível observar correlações positivas e negativas entre os elementos químicos. Para uma melhor análise das correlações, foram refinados e interpretados somente valores com coeficiente de correlação positiva forte e muito forte >0,7, evidenciados na tabela 2, (MUKAKA, 2012). Na tabela 03 é possível visualizar quais elementos possuem correlação positiva e negativa.

Tabela 02 – Matriz de correlação de Pearson das amostras estudadas.

Matriz de Correlação das Amostras Estudadas																					
	SiO2	TiO2	Al2O3	FeOt	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Ba	Co	Cr	Cu	Mo	Ni	Pb	S	Sr	V	Zn
SiO2	1,00	-0,52	-0,57	-0,71	-0,18	-0,86	0,60	0,71	-0,35	-0,32	0,88	-0,74	-0,82	-0,38	0,55	-0,56	-0,37	-0,67	0,66	-0,33	-0,36
TiO2		1,00	0,75	0,63	0,71	0,18	0,05	0,03	-0,11	0,41	-0,23	0,18	0,61	0,32	0,24	0,18	0,21	0,43	0,07	0,55	0,37
Al2O3			1,00	0,54	0,68	0,17	-0,17	-0,34	0,45	0,71	-0,31	0,35	0,77	0,25	-0,20	0,49	0,20	0,40	-0,31	0,86	0,43
FeOt				1,00	0,48	0,50	-0,71	-0,63	0,44	0,19	-0,70	0,08	0,59	0,64	-0,46	-0,02	0,65	0,80	-0,62	0,09	0,71
MnO					1,00	-0,20	0,12	0,05	0,09	0,50	-0,08	-0,12	0,47	0,34	0,21	0,04	0,49	0,34	0,05	0,52	0,53
MgO						1,00	-0,65	-0,69	0,19	0,20	-0,78	0,75	0,66	0,10	-0,58	0,56	0,18	0,42	-0,63	0,04	0,19
CaO							1,00	0,94	-0,74	-0,05	0,75	-0,18	-0,39	-0,42	0,92	-0,08	-0,48	-0,61	0,95	0,17	-0,52
Na2O								1,00	-0,83	-0,23	0,81	-0,41	-0,56	-0,38	0,97	-0,35	-0,46	-0,61	0,99	-0,07	-0,50
K2O									1,00	0,27	-0,47	0,10	0,32	0,33	-0,86	0,17	0,35	0,43	-0,85	0,24	0,43
P2O5										1,00	0,02	0,38	0,78	-0,33	-0,15	0,76	-0,08	-0,10	-0,17	0,84	0,31
Ba											1,00	-0,55	-0,56	-0,62	0,69	-0,26	-0,63	-0,82	0,80	0,03	-0,42
Co												1,00	0,65	-0,19	-0,32	0,86	-0,15	0,09	-0,34	0,46	-0,21
Cr													1,00	0,12	-0,39	0,76	0,29	0,43	-0,49	0,66	0,50
Cu														1,00	-0,30	-0,39	0,85	0,93	-0,43	-0,24	0,66
Mo															1,00	-0,28	-0,36	-0,49	0,98	0,02	-0,40
Ni																1,00	-0,23	-0,10	-0,26	0,71	-0,05
Pb																	1,00	0,85	-0,50	-0,22	0,81
S																		1,00	-0,63	-0,08	0,74
Sr																			1,00	-0,02	-0,51
V																				1,00	0,05
Zn																					1,00

Fonte: Autor.

Tabela 03 – Tabela das correlações positivas e negativas dos dados estudados.

Correlações Positivas		Correlações Negativas
SiO2 x Na2O	CaO x Ba	SiO2 x FeOt
CaO x Na2O	Na2O x Ba	FeOt x CaO
P2O5 x Cr	SiO2 x Ba	Na2O x K2O
P2O5 x Ni	Al2O3 x Cr	SiO2 x MgO
P2O5 x V	Al2O3 x V	SiO2 x Co
Mo x Sr	MgO x Co	SiO2 x Cr
CaO x Mo	FeOt x S	FeOt x Ba
Na2O x Mo	FeOt x Zn	MgO x Ba
CaO x Sr	Cu x S	Ba x S
Na2O x Sr	Pb x S	K2O x Mo
Ba x Sr	Pb x Zn	K2O x Sr
Co x Ni	Cu x Pb	
Cr x Ni	S x Zn	
Ni x V		

Fonte: Autor.

As correlações positivas entre Cu, Pb, Fe, S e Zn é explicada pela presença de sulfetos de Zn, Pb e Cu que constituem a mineralização do depósito Santa Maria na forma de galena, esfalerita, calcosita, bornita e calcopirita. A correlação positiva entre Ca e Na é explicada pela presença dos dois elementos sempre juntos nos minerais de plagioclásio, piroxênios, anfibólios e argilominerais. Já as correlações, positivas e negativas, dos elementos maiores (Si, Al, Mg, Ca, Na e Fe) com os menores (Ba, Co, Cr, V e Ni) ocorre devido às substituições catiônicas dentro da fórmula mineral de feldspatos, clinopiroxênios, anfibólios e micas, no qual esses elementos menores podem substituir tanto parcialmente, como totalmente os elementos maiores.

Além disso, correlações negativas entre Na e K, Si e Fe, Fe e Ca e Si e Mg podem ocorrer devido a alteração dos feldspatos potássicos, plagioclásios, clinopiroxênios e hornblenda para sericita, esmectita, caulinita e clorita, argilominerais típicos de alteração hidrotermal argílica intermediária e avançada que ocorre nas rochas estudadas. Por fim, a presença de elementos como Ba, Sr e Mo nas correlações indica a presença destes no fluido hidrotermal que possivelmente é a razão da alteração das rochas vulcânicas do depósito.

10 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir do estudo realizado foi possível caracterizar as amostras de rocha vulcânicas da área 1 do depósito Santa Maria. Foi possível definir uma similaridade mineralógica e textural dos dois litotipos observados, percebendo-se que as amostras estudadas são, na verdade, a mesma rocha vulcânica. Elas são constituídas por feldspato potássico (sanidina e ortoclásio, provavelmente) e plagioclásio, majoritariamente e anfibólios (hornblenda principalmente) e clinopiroxênios (augita e aegirina provavelmente) como minerais formadores de rocha em menor quantidade. Os minerais acessórios são goethita, ilmenita e sulfetos de Pb, Zn e Cu típicos do depósito. A única característica que difere as amostras é a alteração hidrotermal predominante, sugerindo-se que essa rocha vulcânica varia de traquito, latito a traquiandesito. Como observado nas amostras de testemunhos de sondagem e nas lâminas delgadas, existe uma zonação do corpo vulcânico, no qual a alteração

sericítica domina as bordas do sistema, e a cloritização é mais forte na parte central. A alteração dos minerais félsicos para sericita e dos máficos para clorita é notável na petrografia microscópica.

A alteração hidrotermal presente em todas as amostras prejudica a classificação geoquímica por elementos maiores, que resultou em um caráter alcalino das amostras e afinidade cálcio-alcalina de rochas tipicamente basálticas (cálcio alcalinas a basaltos de dorsais meso-oceânicas) com forte presença de Al_2O_3 (caráter predominantemente peraluminoso) nas amostras. Foi também realizada uma caracterização geoquímica dos minerais de alteração, confirmando a petrografia microscópica, mostrando a argilização dos plagioclásios e feldspatos potássicos presentes nas amostras e a cloritização dos anfibólios e clinopiroxênios.

A mobilidade dos elementos presentes na rocha também pode ser sugerida a partir da troca catiônica de elementos semelhantes em uma estrutura mineral e pela passagem de fluídos hidrotermais que alteraram a mineralogia original da rocha, fator observado pelo estudo das correlações positivas e negativas entre os elementos que constituem os minerais da vulcânica em estudo.

Por fim, sugere-se que, a partir das observações realizadas, a unidade vulcânica que está interdigitada com os arenitos, conglomerados e ritmitos da Formação Santa Bárbara, na área 1 do depósito Santa Maria, na forma de diques e soleiras, pode ser constituinte tanto do Membro Rodeio Velho, como da Formação Acampamento Velho, pois possui características que podem ser semelhantes a esses dois eventos vulcânicos da Bacia do Camaquã.

Para melhor classificação desses litotipos vulcânicos seria necessário geoquímica de elementos terras raras e outros elementos traços, pois a alteração dos minerais originais para argilominerais distorceu a química das amostras, além de geoquímica de isótopos estáveis que resultaria em dados mais confiáveis acerca dos elementos imóveis da rocha.

11 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, D. DEL P. M.; BORBA, A. W.; CHEMALE JR., F.; KOESTER, E.; CONCEIÇÃO, R. V. **Isotopic Signature of the Acampamento Velho and Rodeio Velho Volcanic Sucessions from the Camaquã Basin, Southern Brazil**. IV South American Symposium on Isotope Geology, 2003.

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: Al-Juboury, A.I. (Ed.), *Petrology – New Perspectives and Applications*, 2012, p. 73-135.

ALMEIDA, D. DEL P. M.; CONCEIÇÃO, R. V.; CHEMALE JR., F.; KOESTER, E.; BORBA, A. W.; PETRY, K. **Evolution of Heterogeneous Mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho Volcanic Events, Camaquã Basin, Southern Brazil**. *Gondwana Research*, 2005, Vol. 8, Nº. 4, p. 479-492.

ALMEIDA, D. DEL P. M.; HANSEN, M. A. F.; FENSTERSEIFER, H. C.; LIMA, L.; ZERFASS, H. **Uma caldera del protyerozoico superior y cuatro conos volcánicos: petrografia y geoquímica – Cuenca de Camaquã, RS – Brasil**. In: 10 Congresso Latino Americano de Geología, Buenos Aires, 1998, Anais, Vol. 2, p. 177-182.

ALMEIDA, D. DEL P. M.; LOPES, R. C.; LIMA, L.; GOMES, C. H. **Petrography and geochemistry of the volcanic rocks of the Rodeio Velho Member, Ordovician of the Camaquã Basin (RS-Brazil): Preliminary Results**. *Revista Brasileira de Geociências*, 2000, Vol 30(4) p. 763-768.

ALMEIDA, D. DEL P. M.; PEREIRA, V. P.; MACHADO, A.; ZERFASS, H.; FREITAS, R. **Late Sodic Metasomatism Evidences in Bimodal Volcanic Rocks of the Acampamento Velho Alloformation, Neoproterozoic III, Southern Brazil**. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 2007, Vol. 79, Nº 4, p. 725-737.

ALMEIDA, D. DEL P. M.; ZERFASS, H.; BASEI, M. A.; PETRY, K.; GOMES, C. H. **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*, 2002, Vol. 5, Nº. 3, p. 721 -733.

ALMEIDA, R. P. **Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental**. Tese de Mestrado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2001.

ALMEIDA R. P. **Tectônica e Sedimentação do Ediacarano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Cacupé (Paraguai Oriental)**. Tese de PhD, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 2005.

BADI, W. S. R. **Mineralização de chumbo e zinco em arenitos do Distrito de Camaquã**. Tese de Mestrado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 1983, 137 p.44.

BADI W. R. S.; GONZALES, A. P. **Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RS** In: DNPM: Principais Depósitos Minerais do Brasil, Vol. III - Metais básicos não ferrosos e Al, 1988, p. 157-170.

BECKEL, J. **Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la Cuenca de Camaquã durante el ciclo orogénico Brasileiro, RS (Brasil)**. Tese de Doutorado, Universidade de Salamanca, 1990.

BETTENCOURT, J. S. **A mina de cobre do Camaquã, RS**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1972.

BICCA, M. M.; JELINEK, A. R.; OLIVEIRA, C. H. E.; CHEMALE JR., F.; GUADAGNIN, F. **Estudos Tectônicos da Porção Sul da Bacia do Camaquã, Região de Minas do Camaquã, RS**. In: VI Congreso Uruguayo de Geología e II Simposio Internacional del Neoproterozoico – Cambrico de la Cuenca del Plata, Minas, 2010, p. 34.

BONHOME, M. E.; RIBEIRO, M. J. **Datações K/Ar das Argilas Associadas à Mineralização de Cobre da Mina Camaquã e suas Encaixantes**. In: I Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1983, Sociedade Brasileira de Geologia. Anais I Simp. Sul-Bras. Geo. p. 82-88.

BORBA, A. W. **Evolução geológica da Bacia do Camaquã (Neoproterozoico e Paleozoico Inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): Uma Visão com base na Integração de Ferramentas de Estratigrafia, Petrografia e Geologia Isotópica**. Tese de Doutorado – IG/UFRGS, 2006, Porto Alegre.

BORBA, A.; MIZUSAKI, A. M.; SANTOS, J.; MCNAUGHTON, N.; ONOE, A.; HARTMANN, L. **U-Pb Zircon and 40Ar - 39Ar K-feldspar Dating of Syn-sedimentary Volcanism of the Neoproterozoic Maricá Formation: Constraining the Age of Foreland Basin Inception and Inversion in the Camaquã Basin of Southern Brazil**. Basin Research, 2008, Vol. 20, p. 359-375.

DAVIES, J. F.; WHITEHEAD, R. E. **Alkali-Alumina and MgO-Alumina Molar Ratios of Altered and Unaltered Rhyolites**. Exploration and Mining Geology, 2006, Vol. 15, Nº. 1-2, p. 75-88.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P.; MARCHAL, M. **A Classification of Volcanic and Plutonics Rocks Using R1-R2 Diagrams and Major Element Analyses - Its Relationships and current Nomenclature**. Chemical Geology, 1980, Nº 29, p. 183-21.

DRAGO, G. B.; MEXIAS, A. S. **Estudo do Vulcanismo Associado às Mineralizações de Cu, Pb, Zn e Au na Região das Minas do Camaquã/RS – Brasil**. XXVIII Salão de Iniciação Científica da UFRGS, 2016, Campus do Vale.

FAMBRINI, G. L. **O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) da Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2003.

FAMBRINI, G. L.; JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO CESAR, A. R. S. **Evolução Estratigráfica e Paleogeográfica do Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na Sub-bacia Camaquã Central, RS.** Revista do Instituto de Geociências, 2007, São Paulo, Vol. 7, p. 1-24.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S. **Estratigrafia do Supergrupo Camaquã (Ediacarano do Rio Grande do Sul).** In: Semana Acadêmica Integrada UNIPAMPA, 2016, Caçapava do Sul/RS, Palestra e Manuscrito.

FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; ALMEIDA, R. P.; FAMBRINI, G. L.; PELOSI, A. P. M. R.; JANIKIAN, L. **A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III - Eopaleozóico no Rio Grande do Sul.** In: Encontro sobre a Estratigrafia do RS: Escudo e Bacias, Anais, 2003, p. 139-144.

GIFKINS, C. C.; ALLEN, R. L.; MCPHIE, J. 2005. **Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks.** Volcanol. Geotherm. Res., 2005, Vol. 142, p. 29 –47.

GONZALES, M. A.; TEIXEIRA, N. **Considerações sobre a Estratigrafia e Ambientes de Sedimentação da Região das Minas do Camaquã.** In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 1980, Vol. 31, Camboriú, Brasil.

GUILBERT, J.G.; PARK Jr., C. F. **The geology of ore deposits.** New York, W.H. Freeman and Company, 1986, p. 985.

IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. **A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks.** Canadian Journal Earth Science, 1971, Vol. 8, p. 523-548.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R.; FERREIRA, 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, 2008, Vol. 20, p. 259-266.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; CORREA, C. R. A.; PELOSI, A. P. M. R. **Evolução Paleoambiental e Sequências Depositionais do Grupo Bom Jardim e Formação Acampamento Velho (Supergrupo Camaquã) na Porção Norte da Sub-Bacia Camaquã Ocidental.** Revista Brasileira de Geociências, 2005, Vol. 35, p. 245–256.

JANIKIAN, L.; ALMEIDA, R. P.; FRAGOSO-CESAR, A. R. S.; MARTINS, V. T. S.; DANTAS, E. L.; TOHVER, E.; MCREATH, I.; D'AGRELLA-FILHO, M. S. **Ages (U-Pb SHRIMP and LA-ICPMS) and Stratigraphic Evolution of the Neoproterozoic Volcano-sedimentary Successions from the Extensional Camaquã Basin, Southern Brazil.** Gondwana Research, 2012, Vol. 21, p. 466-482.

LEINZ V.; ALMEIDA, S. **Gênese da Jazida de Cobre de Camaquã.** DNPM, e Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1941, Boletim 88, p. 56.

LIMA, L. **A Mina Uruguai e Jazida Santa Maria – Distrito de Camaquã (RS): Um Estudo Petrológico, Geoquímico e Geotermométrico.** Dissertação de Mestrado, UNISINOS, 1998, São Leopoldo, RS, p. 109.

LIMA, E. F.; SOMMER, C. A.; NARDI, L. V. S. **O Vulcanismo Neoproterozóico-Ordoviciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Os Ciclos Vulcânicos da Bacia do Camaquã.** In: 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências, 2007, Contribuições, p. 79-95.

LINDENBERG, M. T. **Caracterização das Zonas de Alteração Hidrotermal e do Minério de Cu-Pb-Zn na Área 3 (Jazida Santa Maria) e Mina Uruguai, Minas do Camaquã/RS.** Monografia (Graduação) – IG/UFRGS, 2014, PORTO ALEGRE, p. 71.

MATTÉ, V.; SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; PHILIPP, R. P.; BASEI, M. A. S. **Postcollisional Ediacaran Volcanism in Oriental Ramada Plateau, Southern Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, 2016, Vol. 71, p. 201-222.

MUKAKA, M. M. **A Guide to Appropriate use of Correlation Coefficient in Medical Research.** Malawi Medical Journal, 2012, Vol. 24, Nº. 3, p. 69-71.

MULLEN, E. D. **MnO/ TiO₂/P₂O₅: A Minor Element Discrimination for Basaltic Rocks of Oceanic Environments and its Implication for Petrogenesis.** Earth and Planetary Science Letters, 1983, Vol. 62, p. 53-62.

NARDY, A. J. R.; MACHADO, F. B.; ZANARDO, A.; GALEMBECK, T. M. B. **Mineralogia Óptica de Cristais Transparentes: Parte Prática.** Editora Cultura Acadêmica, p. 124, 2009, Cap. 2, p. 11-20.

NETTO, R. G.; PAIM, P. S. G.; ROSA, C. L. M. **Informe Preliminar sobre a Ocorrência de Traços Fósseis em Sedimentitos das Bacias do Camaquã e Santa Bárbara.** In: SBG/UNISINOS, Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras. São Leopoldo, RS, 1992. Boletim de Resumos Expandidos, p. 90-96.

NEXA RESOURCES S/A. **Relatório Interno**, 2011.

PAIM, P. S. G.; CHEMALE JR., F.; LOPES, R. C. **A Bacia do Camaquã.** In: M. Holz & L. F. De Ros (Eds) Geologia do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2000, p. 231-274.

PELOSI, A. P. M. R.; FRAGOSO CESAR, A. R. S. **Proposta Litoestratigráfica e Considerações Paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul.** Revista Brasileira de Geociências, 2003, Vol. 33, p. 137-148.

PETRY, K. **Feições de Interação Vulcano-Sedimentares: Seu Uso como Indicadores de Contemporaneidade no Magmatismo Rodeio Velho (Meso-Ordoviciano) e no Vulcanismo Serra Geral (Cretáceo Inferior).** Dissertação de Mestrado, UNISINOS, 2006, São Leopoldo, RS, p. 88.

PETRY, K.; ALMEIDA, D. DEL P. M. **Posicionamento do Magmatismo Rodeio Velho na Região do Arroio Carajá, Caçapava do Sul, RS.** III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2005, Cabo Frio, RJ.

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems.** Geological Survey of Western Australia, Perth, WA, Australia, 2009, p. 1243.

REMUS, M. D. V. **Metalogênese dos depósitos hidrotermais de metais-base e Au do Ciclo Brasileiro no Bloco São Gabriel, RS.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências UFRGS, Porto Alegre, 1999.

REMUS, M. D. V.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, M. J.; FLETCHER, I. R. **Shrimp U-Pb zircon ages of volcanism from the São Gabriel Block, southern Brazil.** *In:* I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, Gramado, 1999, Boletim de Resumos, p. 83.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A.; MCNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; REISCH, J. L. **Distal Magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu-(Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn(Cu-Ag) Deposits, Southern Brazil.** Gondwana Research, 2000. Vol. 3, p. 155-174.

RIBEIRO, M. J. **O metamorfismo dos campos termais do escudo Sul-Riograndense.** Rev. Iheringia, Série Geológica, 1986, Vol. 11, p. 15-28.

RIBEIRO, M. J. **Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, 1991.

RIBEIRO, M. J.; BADI, W. S. E.; GONZALEZ, A. P.; GONZALEZ, M. A.; LICHT, O. A. B.; TEIXEIRA, G. **Jazida Santa Maria, chumbo e zinco estratiformes no Grupo Bom Jardim, Rio Grande do Sul.** *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, Anais de Cong. Bras. Geol. 31, SBG, 1980. Vol. 3, p. 1725-1742.

RIBEIRO, M.; BOCCHI, P. R.; FIGUEIREDO FILHO, P. M.; TESSARINI, R. I. **Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul.** Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1966, Boletim 127, p. 232. (Boletim, 127).

RIOS, F. S. **Caracterização petrográfica e mineralógica da Alteração Hidrotermal no Depósito de Pb-Zn-(Cu-Ag) de Santa Maria, Distrito Mineiro de Camaquã (RS).** Monografia (Graduação) – Instituto de Geociências, USP, 2012, São Paulo.

ROBB, L. **Introduction to ore-forming processes.** Blackwell Publishing, Oxford, 2004, p. 373.

RONCHI, L. H.; LINDENMAYER, Z. G.; BASTOS NETO, A.; MURTA, C. R. **O stockwork e a zona do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS.** *In:* Ronch, L. H.; Lobato, A. O. C. (Coords.) Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. UNISINOS/FAPERGS, São Leopoldo, 2000, p. 165-190.

SHERVAIS, J. W. **Ti-V Plots and the Petrogenesis of Modern Ophiolitic Lavas.** Earth Planetary Science Letters, 1982, Vol. 59, Nº 1, p. 101-118.

SILVA FILHO, W. F.; FRAGOSO CESAR, A. R. S.; MACHADO, R.; SAYEG, H. S.; FAMBRINI, G. L.; ALMEIDA, T. I. R. **O Magmatismo Rodeio Velho e a Formação Guaritas no Eopaleozóico do Rio Grande do Sul: Uma Reavaliação de suas Relações de Contato.** Anais do 39º Congresso Brasileiro de Geologia, 1996.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; LIZ, J. D.; WAICHEL, B. L. **Neoproterozoic, Mildly Alkaline, Bimodal Volcanism in Southern Brazil: Geological and Geochemical Aspects.** International Geology Review, 2005, Vol. 47, p. 1090–1110.

SOMMER, C. A.; LIMA, E. F.; NARDI, L. V. S.; LIZ, J. D.; WAICHEL, B. L. **The evolution of Neoproterozoic magmatism in southernmost Brazil: Shoshonitic, High-K Tholeiitic, and Silica-saturated, Sodic Alkaline Volcanism in Post-collisional Basins.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, 2006, Vol. 78 (3), p. 573-589.

TEIXEIRA, G.; GONZALES, A. P. **Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS.** In: Schobbenhaus & Coelho (ed.). Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM, 1988, Vol. III, p. 33-41.

TEIXEIRA, G.; GONZALES, A. P.; GONZÁLES, M. A.; LIGHT, O. B. **Contribuição ao estudo das mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito das Minas do Camaquã.** In: Congresso Brasileiro de Geologia, Recife. Anais de Cong. Bras. Geol. 30, SBG, 1978. Vol. 6, p. 1644-1654.

TROIAN, G. C. **A cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã / RS – Brasil.** Tese de Mestrado, IG-UFRGS, Porto Alegre, 2009.

VEDANA, L. A.; PHILIPP, R. P.; SOMMER, C. A. **Post-collisional Basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, Southernmost Brazil.** Brazilian Journal of Geology, 2017, Vol. 47, Nº 3, p. 467-489.

VEIGEL, R.; DARDENNE, M.A. **Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização de Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã – RS.** Revista Brasileira de Geociências, 1990. Vol. 20, p. 55-67.

ZERFASS, H.; ALMEIDA, D. DEL P. M. **Mapa Geológico da Região dos Cerros Bugio e Perau, Município de Caçapava do Sul, RS.** Acta Geologica Leopoldensia, 1997, Série Mapas 3, Vol. 20, p. 1-15.

ZERFASS, H.; ALMEIDA, D. DEL P. M.; GOMES, C. H. **Faciology of the Acampamento Velho Formation Volcanic Rocks (Camaquã Basin) in the Region of Serra de Santa Bárbara, Cerro do Perau and Cerro do Bugio (Municipality of Caçapava do Sul – RS).** Revista Brasileira de Geociências, 2000, Vol. 30, Nº 3, p. 375-379.