



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

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 532

**ESTUDO GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DOS PROCESSOS
METALOGENÉTICOS ASSOCIADOS AO DEPÓSITO DE Pb-
Zn (Cu-Ag) SANTA MARIA, REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL,
RIO GRANDE DO SUL**

Dissertação apresentada por:

DAVID RAMOS PEREIRA

Orientador: Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira (UFPA)

**BELÉM
2018**

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

P436e

Pereira, David Ramos.

Estudo geoquímico e isotópico dos processos metalogenéticos associados ao depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria, região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul / David Ramos Pereira. – 2018

xviii, 104 f. : il. ; 53 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Moacir José Buenano Macambira

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2018.

1. Geocronologia. 2. Jazidas - Rio Grande do Sul. 3. Formações (Geologia) - Rio Grande do Sul. 4. Geologia isotópica - Rio Grande do Sul. I. Título.

CDD 22. ed.: 551.701

Elaborada por Hélio Braga Martins CRB-2/698



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

**ESTUDO GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DOS PROCESSOS
METALOGENÉTICOS ASSOCIADOS AO DEPÓSITO DE Pb-
Zn (Cu-Ag) SANTA MARIA, REGIÃO DE CAÇAPAVA DO
SUL, RIO GRANDE DO SUL**

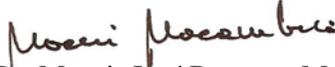
Dissertação apresentada por

DAVID RAMOS PEREIRA

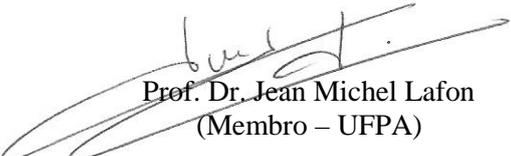
**Como requisito parcial à obtenção de Grau de Mestre em Ciências na Área de GEOQUÍMICA
E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 11 / 05 / 2018

Banca Examinadora:


Prof. Dr. Moacir José Buenano Macambira
(Orientador – UFPA)


Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus
(Membro – UFRGS)


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
(Membro – UFPA)

*Às minhas queridas avó e esposa
(Joana Ramos e Fátima Igreja)*

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço ao meu Bom e Fiel Amigo Deus, a quem devo todo o aprendizado obtido e o crescimento alcançado durante esta pesquisa.

Agradeço também à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) por terem permitido a realização deste trabalho, fornecendo toda a infra-estrutura e apoio administrativo necessários.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudos.

À empresa Nexa Resources, ex-Votorantim Metais, na pessoa do Coordenador Samuel Bouças Lago, por ter possibilitado a realização desta pesquisa, disponibilizando as amostras e testemunhos utilizados neste trabalho, e por todo o auxílio prestado durante as viagens de campo.

Ao Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFPA, pelo grande apoio prestado quanto às análises isotópicas.

Ao Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFPA, e ao Laboratório de MEV da Superintendência de Belém da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pelas análises de MEV e EDS realizadas.

Ao Laboratório de Difração de Raios-X do IG-UFPA, que permitiu a realização das análises de DRX.

Ao Laboratório de Laminação do IG-UFPA, nas pessoas da Joelma, Léo e Bruno, pelas lâminas e seções preparadas e por toda a disponibilidade para ajudar.

Ao meu orientador Moacir José Buenano Macambira, pelo grande apoio prestado durante esta pesquisa e pela amizade, paciência e confiança.

À professora Karen Cristina de Jesus Pires (UNISINOS/ANM) pelas orientações e discussões acadêmicas relativas à metodologia de amostragem envolvendo a utilização de *logs* em testemunhos de sondagem e à petrografia; pelas revisões, fundamentais para esta pesquisa, e também pela amizade, carinho e confiança.

À estagiária do ANM e estudante de geologia na UNISINOS, à época, Priscila Menin, pela participação na etapa inicial desta pesquisa, com o apoio na elaboração dos *logs* e amostragem dos testemunhos.

Aos professores Joelson Soares, Cláudio Nery Lamarão e Joel Macambira pelas contribuições quanto à petrografia e hidrotermalismo.

Aos meus amigos e companheiros de mestrado, Lilian, Douglas, Hanna, Bruno, Hévila, Jhon, Chafic, Cristo, Diwhemerson, Luciano, Érica e Marcela. Destes, destaco a Lilian. Foram muitos os momentos de discussão geológica, descontração e fortalecimento mútuo nas horas de desânimo. Gratidão imensa a essa amiga tão fiel.

Aos amigos de sala e doutorandos João Milhomem e Flávio Semblano, por todo o auxílio prestado.

A todos os meus familiares e amigos/irmãos da IASD Central de Barcarena, pela amizade, carinho, apoio, ânimo e orações.

Muito obrigado a todos!

*“Esperei com paciência pelo Senhor, e ele se
inclinou para mim e ouviu o meu clamor.”*

Salmos 40:1

RESUMO

Os depósitos Camaquã, de Cu (Au-Ag), e Santa Maria, de Pb-Zn (Cu-Ag), que constituem as Minas do Camaquã, correspondem aos maiores depósitos de metais base hospedados pelas sequências vulcano-sedimentares do Neoproterozoico da Bacia do Camaquã, situada no centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. As rochas encaixantes desses depósitos compreendem arenitos e conglomerados das formações Seival e Rincão dos Mouras, pertencentes ao Grupo Santa Bárbara. O depósito Camaquã (minas São Luiz e Uruguai) é conhecido desde 1865, tendo suas atividades de lavra se desenvolvido principalmente entre os anos de 1950 e 1996. Corresponde essencialmente a sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita), com Au e Ag como subprodutos mais importantes. As encaixantes são principalmente conglomerados grossos e o minério filoniano predomina relativamente ao disseminado. O depósito Santa Maria, localizado 3 km a SW do depósito Camaquã, foi descoberto em 1978 e encontra-se em fase avançada de avaliação econômica, conduzida pela empresa Nexa Resources, ex-Votorantim Metais. É composto predominantemente por sulfetos de Pb-Zn (esfalerita e galena), e de forma subordinada por sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita) e Ag nativa. As encaixantes são arenitos, conglomerados finos e andesitos, e o minério ocorre de forma disseminada ou em veios. Em virtude de sua importância, já foram alvo de diversos pesquisadores, com a consequente proposição de variados modelos metalogenéticos. O estudo petrográfico, geoquímico e isotópico do depósito Santa Maria permitiu classificá-lo como epitermal de sulfetação intermediária. A identificação de feições indicativas de *boiling* em uma zona mineralizada, de uma associação mineralógica com estado de sulfetação predominantemente intermediário, de alterações hidrotermais tipicamente epitermais, de uma razão Ag/Au elevada (> 100), assim como a presença do mineral raro betekhtinite, dão suporte a essa hipótese e indicam a possibilidade de existência de um depósito porfirítico em profundidade na região das Minas do Camaquã ou em suas proximidades. A presença da Formação Acampamento Velho na região das Minas do Camaquã foi identificada, de forma inédita, através da datação de um *sill* andesítico, com idade de cristalização de 565 ± 5 Ma (U-Pb em zircão LA-MC-ICP-MS). Essa formação é hospedeira do minério do depósito Santa Maria e os dados de isótopos de Pb sugerem uma associação entre ambos. Essa relação já foi apontada em estudos anteriores, quando então o minério foi associado a um magmatismo alcalino de 545 ± 5 Ma (Rb-Sr). Portanto, a mineralização parece ter se

desenvolvido entre 565 e 545 Ma, aproximadamente, a partir de eventos magmáticos de afinidade alcalina. Os dados isotópicos de Pb sugerem ainda uma fonte predominantemente crustal e antiga do embasamento para o Pb, e possivelmente para os outros metais, com proveniência orogênica ou mista e idade modelo de 1066 Ma, o que significa que fluidos magmáticos-hidrotermais lixiviaram os metais das rochas percoladas. O processo de precipitação do minério parece estar relacionado tanto a reações químicas com as rochas encaixantes (tamponamento) quanto à manifestação localizada de *boiling*. Em ambos os casos, sua precipitação teria sido ocasionada a partir da neutralização de uma solução hidrotermal inicialmente ácida. O ambiente tectônico de formação das Minas do Camaquã - *rift* pós-colisional com magmatismo alcalino associado – assemelha-se ao de depósitos epitermais (de baixa e intermediária sulfetação) vinculados a rochas magmáticas alcalinas, também desenvolvidos em ambientes de extensão intensa e fora dos arcos vulcânicos convencionais. Também é possível admitir a hipótese de um depósito epitermal de sulfetação intermediária para o depósito Camaquã. A diferença nas associações mineralógicas observadas nesses depósitos, ambas com um estado de sulfetação predominantemente intermediário, é atribuída a diferentes graus de interação dos fluidos mineralizantes com as rochas encaixantes do minério, ocasionando uma leve variação em seu estado de sulfetação.

Palavras-chave: Geocronologia. Geoquímica isotópica de Pb. Depósito Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria. Mineralização epitermal. Formação Acampamento Velho. Minas do Camaquã.

ABSTRACT

The Cu (Au-Ag) Camaquã and Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria deposits, which compose the Camaquã Mines, correspond to the largest base metal deposits hosted by the neoproterozoic volcano-sedimentary successions of the Camaquã Basin, at south-center Rio Grande do Sul state. The wallrocks of these deposits are sandstones and conglomerates from the Seival and Rincão dos Mouras formations, encompassed in Santa Bárbara Group. The Camaquã deposit (São Luiz and Uruguai mines) was discovered at 1865, but its mining activities were developed mainly between 1950 and 1996. It consists, essentially, of Cu-sulphides (chalcopyrite, bornite and chalcocite), with Au and Ag as main by-products. The wallrocks are coarse-grained conglomerates and the lodes predominate over the disseminated ore. The Santa Maria deposit, located 3 km south-western of Camaquã deposit, was discovered at 1978 and today the mining process is in implementation, carried on by the Nexa Resources company. It is composed dominantly by Pb-Zn sulphides (sphalerite and galena), and subordinately by Cu sulphides (chalcopyrite, bornite and chalcocite) and native Ag. The wallrocks are sandstones, fine-grained conglomerates and andesites, and the ore occurs disseminated or in veins. Because of their economic importance, such deposits already were targeted for many researchers, with the consequent proposition of several metalogenetic models. The petrographic, geochemical and isotopic study of the Santa Maria deposit allowed classify it as epithermal of intermediate sulfidation. The identification of features that indicate boiling at a mineralized zone, a mineralogic association with dominantly intermediate sulfidation state, typically epithermal alterations, a high Ag/Au ratio (> 100), as well as the rare mineral betekhtinite, give support to that hypothesis and suggest the existence of a porphyritic deposit at depth or around the Camaquã Mines region. The presence of rock units that belong to the Acampamento Velho Formation at the Camaquã Mines region was identified, for the first time, through the dating of an andesitic sill, which shows crystallization age of 565 ± 5 Ma (U-Pb on zircon, LA-MC-ICP-MS). This formation hosts the Santa Maria mineralization and the Pb isotopic data suggest an association between both. This relation has been appointed out in previous works, when the ore was associated to a 545 ± 5 Ma (Rb-Sr) alkaline magmatism. Therefore, the Santa Maria mineralization was probably originated between 565 and 545 millions years ago, from magmatic events of alkaline affinity. The Pb isotopic data suggest still a dominantly old crustal basement source for the Pb, and possibly for the

other metals too, with orogenic or mixed provenance and model age of 1066 Ma, which means that magmatic-hydrothermal fluids leached metals from percolated rocks. The ore deposition process seems to be related both to the chemical reaction with the wallrocks (buffering) and to the located boiling manifestation. In both cases, the precipitation would have been occasionated by the neutralization of an initially acid hydrothermal solution. Camaquã Mines tectonic setting – post-collisional rift with associated alkaline magmatism – it's similar to that of epithermal deposits (of low and intermediate sulphidation) linked to alkaline magmatic rocks, also developed in intense extension settings and away from the conventional volcanic arcs. It is possible to admit the hypothesis of an intermediate sulfidation epithermal deposit for the Camaquã deposit as well. The difference on the mineralogic associations observed in these deposits, both with a dominantly intermediate sulfidation state, it is attributed to different interaction degrees of the mineralizing fluids with the ore wallrocks, causing little variation on the sulfidation state

Keywords: Geochronology. Pb isotope geochemistry. Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria deposit. Epithermal ore. Acampamento Velho Formation. Camaquã Mines.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura 1- Mapa de localização das Minas do Camaquã	1
Figura 2- Mapa geológico da Bacia do Camaquã e de seu embasamento.....	10
Figura 3- Quadro litoestratigráfico comparativo para a Bacia do Camaquã apresentando algumas das principais classificações propostas.....	11
Figura 4- Algumas das principais propostas litoestratigráficas para a região das Minas do Camaquã..	18
Figura 5- Mapa geológico das Minas do Camaquã.	19
Figura 6- Modelo da alteração hidrotermal-mineralização observada nas Minas do Camaquã, elaborado pelo geólogo Júlio Cesar Souza Santos.	31

CAPÍTULO II

Figura 1- Mapa geológico da Bacia do Camaquã e de seu embasamento.....	37
Figura 2- Mapa geológico das Minas do Camaquã.	38
Figura 3- Mapa geológico da região das Minas do Camaquã com localização dos furos de sondagem selecionados para estudo.....	41
Figura 4- Perfis litológicos dos 3 testemunhos descritos situados nos corpos mineralizados do depósito Santa Maria. As associações minerais características das zonas mineralizadas e estéreis são apresentadas. Tais perfis foram elaborados com base na petrografia e nos dados geoquímicos dos furos estudados.	42
Figura 5- Feições dos intervalos mineralizados do depósito Santa Maria na Formação Seival (testemunhos PCSM 79-14, FSM 0049 e BRSMSMDD 0008); a) e b) siderita (Sd) sendo substituída por vênula de galena (Gn; oxidada) em arenito brechado hidrotermalmente (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); c) e d) esfalerita 1 (Sp1) e 2 (Sp2), galena e calcopirita (Cp), em intercrescimento, preenchendo fratura (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); notar o caráter indiferenciado de Sp1 e Sp2 à luz refletida, sob n//; e) intercrescimento de galena, bornita (Bn) e calcocita em região brechada (luz refletida, sob n//); f) betekhtinite (Btk) intercrescida com galena e contendo calcocita em suas bordas (luz refletida, sob n//). Min – Minério; Or – Ortoclásio; Qtz – Quartzo; Sp - Esfalerita.....	45

- Figura 6- Feições dos intervalos mineralizados do depósito Santa Maria hospedados em unidades da Formação Rincão dos Mouras (testemunho BRSMDD 0008) ; a) e b) Galena (Gn) e ilita (Ilt) preenchendo os espaços intergranulares de um arenito microconglomerático e substituindo aos grãos do arcabouço (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); c) e d) Intercrescimento de galena e esfalerita (Sp₂) e substituição parcial de pirita (Py) por galena nos interstícios de arenito microconglomerático (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente). Or – Ortoclásio; Qtz – Quartzo.47
- Figura 7- Feições características do andesito da Formação Acampamento Velho intercalado com as rochas sedimentares da Formação Seival (testemunho PCSM 79-14); a) e b) intercrescimento de galena (Gn), calcocita (Cc) e esfalerita (Sp₂) em amígdala alongada (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); c) plagioclásio substituído por adulária (Adl) e ilita (Ilt) (luz transmitida, n+); d) calcedônia (Cld), com texturas coliforme e plumosa em amígdala (luz transmitida, n+); e) e f) anquerita (Ank) substituída (sinais de corrosão em suas bordas) por galena em amígdala (luz transmitida, sob n+, e luz refletida, sob n//, respectivamente).49
- Figura 8- Difratoograma de raios-X, gerado pela análise em pó total de uma amostra do andesito intercalado com as rochas sedimentares da Formação Seival, que permitiu a identificação do mineral adulária. A composição química deste mineral, obtida no MEV-EDS da CPRM, e seus erros analíticos (ambos em wt%), são apresentadas no canto superior direito da imagem. Adl=Adulária; Gn=Galena; Sd=Siderita..... 50
- Figura 9- Feições características de interação observadas no contato andesito (base)-rocha sedimentar (topo) ao longo do testemunho PCSM 79-14; a) dique clástico de injeção (destacado em vermelho) observado em testemunho; b) vesícula na rocha andesítica preenchida por sedimento (destacada em vermelho; a linha amarela tracejada indica o limite aproximado vulcânica-sedimento); c) e d) clastos vulcânicos milimétricos predominantemente alongados, globulares ou estirados, imersos em matriz sedimentar (luz transmitida, sob n// e n+, respectivamente). Min – Minério; Vulc – Vulcânica; Sed – Rocha sedimentar; Ilt – Ilita; Qtz – Quartzo.51

- Figura 10- Feições características das rochas andesíticas/basálticas da Formação Serra Geral (testemunho FSM 03); a) ripas de labradorita (Lb) envolvendo cristais de augita (Aug) (luz transmitida, n+); b) vesícula preenchida por calcita (Cal) e saponita (Sap) (luz transmitida, n+); c) corona de reação de augita substituída por saponita envolvendo xenocristal de quartzo (Qtz) policristalino (luz transmitida, n+); d) xenólio de composição granítica com saponita em suas bordas (luz transmitida, n+); e) e f) textura esferulítica formada por cristais aciculares de sanidina (San) em xenólito de vitrófiro (luz transmitida, n// e n+, respectivamente).....54
- Figura 11- Sucessão paragenética para os cinco testemunhos estudados do depósito Santa Maria.....55
- Figura 12- Perfis geoquímicos dos elementos que compõem o minério principal (galena e esfalerita) do furo FSM 0049 (Área 2). O perfil litoestratigráfico desse furo é apresentado para comparação. A zona mineralizada e as zonas estéreis foram delimitadas a partir dos perfis geoquímicos e litoestratigráfico. Legenda na Fig. 4.59
- Figura 13- Perfis geoquímicos dos elementos que compõem o minério principal (galena e esfalerita) do furo BRSMDD 0008 (Área 3). O perfil litoestratigráfico desse furo é apresentado para comparação. A zona mineralizada e as zonas estéreis foram delimitadas a partir dos perfis geoquímicos e litoestratigráfico. Legenda na Fig. 4.60
- Figura 14: Perfis dos elementos selecionados para o estudo geoquímico do furo FSM 0049 (Área 2); a) Ca; b) Mg; c) Fe; d) Mn; e) Cu; f) Cd. A zona mineralizada está destacada em vermelho.....62
- Figura 15- Perfis dos elementos selecionados para o estudo geoquímico do furo BRSMDD 0008 (Área 3); a) Ca; b) Fe; c) Mg; d) Cu; e) Ag; f) Au. A zona mineralizada está destacada em vermelho.64
- Figura 16- Imagens ao MEV, obtidas por catodoluminescência, de cristais de zircão magmáticos utilizados na datação do andesito DMK-CL, com indicação aproximada (círculos) da posição e diâmetro dos pontos de análise (*spots*), bem como das respectivas idades; a) a d) cristais pertencentes à classe morfológica n° 1; e) e f) cristais da classe morfológica n° 2.....66

- Figura 17- Diagrama Concórdia para todas as populações de zircão do andesito DMK-CL, que se intercala concordantemente com as rochas da Formação Rincão dos Mouras. 67
- Figura 18- Diagrama Concórdia para cristais de zircão magmáticos do andesito DMK-CL, localizado na região das Minas de Camaquã. 67
- Figura 19- Diagrama Pb-Pb apresentando os dados isotópicos de sulfetos (galena e esfalerita) do depósito Santa Maria obtidos neste trabalho., a isócrona de referência de 565 Ma para o magmatismo Acampamento Velho nas Minas do Camaquã, e a curva de crescimento também estão plotados para comparação. 70
- Figura 20- Dados isotópicos de galena e esfalerita obtidos neste trabalho plotados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, indicando a origem orogênica ou mista do minério de Santa Maria e uma idade modelo de 1,1 a 1,2 Ga. para os mesmos sulfetos são apresentados para comparação. 72
- Figura 21- Dados isotópicos de galena e esfalerita obtidos neste trabalho plotados no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, demonstrando a homogeneidade das razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, para os mesmos sulfetos são apresentados para comparação. 72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1- Comparação da composição química do mineral betekhtinite encontrado no depósito Santa Maria e no Monte Lyell, Tasmania, em wt%. Os valores referentes ao depósito Santa Maria foram obtidos no MEV-EDS do LABMEV (UFPA).....	46
Tabela 2- Coeficientes de correlação definidos de forma específica para cada uma das 3 zonas dos furos FSM 0049 e BRSMDD0008, delimitadas a partir dos perfis geoquímicos de Pb, Zn e S.	61
Tabela 3- Dados U-Pb da vulcânica andesítica DMK-CL, intercalada com as rochas sedimentares da Formação Rincão dos Mouras.....	68
Tabela 4- Idades obtidas para a Formação Acampamento em diversas localidades da Bacia do Camaquã	69
Tabela 5- Razões isotópicas de Pb obtidas para os sulfetos do depósito Santa Maria. Dados similares também são apresentados, para os quais o erro analítico total para cada razão isotópica de Pb corresponde a $\pm 0,15\%$	71

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vii
RESUMO	viii
ABSTRACT	x
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xii
LISTA DE TABELAS	xvi
CAPÍTULO 1 ASPECTOS INTRODUTÓRIOS DA DISSERTAÇÃO	1
1.1 INTRODUÇÃO.....	1
1.1.1 Apresentação	1
1.1.2 Problemática	3
1.1.3 Objetivos	4
1.2 MATERIAIS E MÉTODOS	5
1.2.1 Materiais	5
1.2.2 Métodos	5
1.2.2.1 Pesquisa bibliográfica	5
1.2.2.2 Atividades de campo.....	5
1.2.2.3 Petrografia, minerografia e tingimento duplo	5
1.2.2.4 Difração de raios-x (DRX).....	6
1.2.2.5 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)	6
1.2.2.6 Geoquímica	7
1.2.2.7 Análises isotópicas.....	7
1.2.2.7.1 Métodos Pb-Pb por dissolução total e lixiviação.....	7
1.2.2.7.2 Método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS	8
1.3 REVISÃO DOS TRABALHOS REALIZADOS NA ÁREA	9
1.3.1 Estratigrafia	9
1.3.1.1 Bacia do Camaquã	9
1.3.1.2 Minas do Camaquã	17
1.3.2 Tectônica	20
1.3.2.1 Geotectônica da Bacia do Camaquã	20
1.3.2.2 Geologia estrutural das Minas do Camaquã	22
1.3.3 Magmatismo na Bacia do Camaquã	23

1.3.4 Mineralizações	27
1.3.4.1 Bacia do Camaquã	27
1.3.4.2 Minas do Camaquã	29
CAPÍTULO 2 ARTIGO CIENTÍFICO	33
ESTUDO GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DOS PROCESSOS METALOGENÉTICOS ASSOCIADOS AO DEPÓSITO DE Pb-Zn (Cu-Ag) SANTA MARIA, REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL, RIO GRANDE DO SUL	33
CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES GERAIS	81
3.1 CONCLUSÕES	81
REFERÊNCIAS	84
APÊNDICES	96
APÊNDICE A-TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS FORNECIDOS PELA EMPRESA NEXA RESOURCES REFERENTES AO FURO FSM 0049 (ÁREA 2)	97
APÊNDICE B-TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS FORNECIDOS PELA EMPRESA NEXA RESOURCES REFERENTES AO FURO BRSMMD0008 (ÁREA 3)	102

CAPÍTULO 1 ASPECTOS INTRODUTÓRIOS DA DISSERTAÇÃO

1.1 INTRODUÇÃO

1.1.1 Apresentação

Os depósitos de Cu (Au-Ag) e Pb-Zn (Cu-Ag) denominados de Camaquã e Santa Maria, respectivamente, englobados nas Minas do Camaquã, correspondem aos maiores depósitos de metais base descobertos até então nas sequências sedimentares clásticas da Bacia do Camaquã, do Neoproterozoico (Remus *et al.* 2000a), com reservas de minério de aproximadamente 30 milhões de toneladas, com teor médio de 1,05% Cu, e cerca de 33 milhões de toneladas, com teor médio de 1,44% Pb e 1,06% Zn, respectivamente (Badi 1987, Teixeira *et al.* 1978a). Eles estão situados próximo à cidade de Caçapava do Sul, na porção centro-sul do Rio Grande do Sul (Fig. 1). As rochas encaixantes dos depósitos compreendem conglomerados e arenitos das formações Seival e Rincão dos Mouras, pertencentes ao Grupo Santa Bárbara (Fambrini 2003).

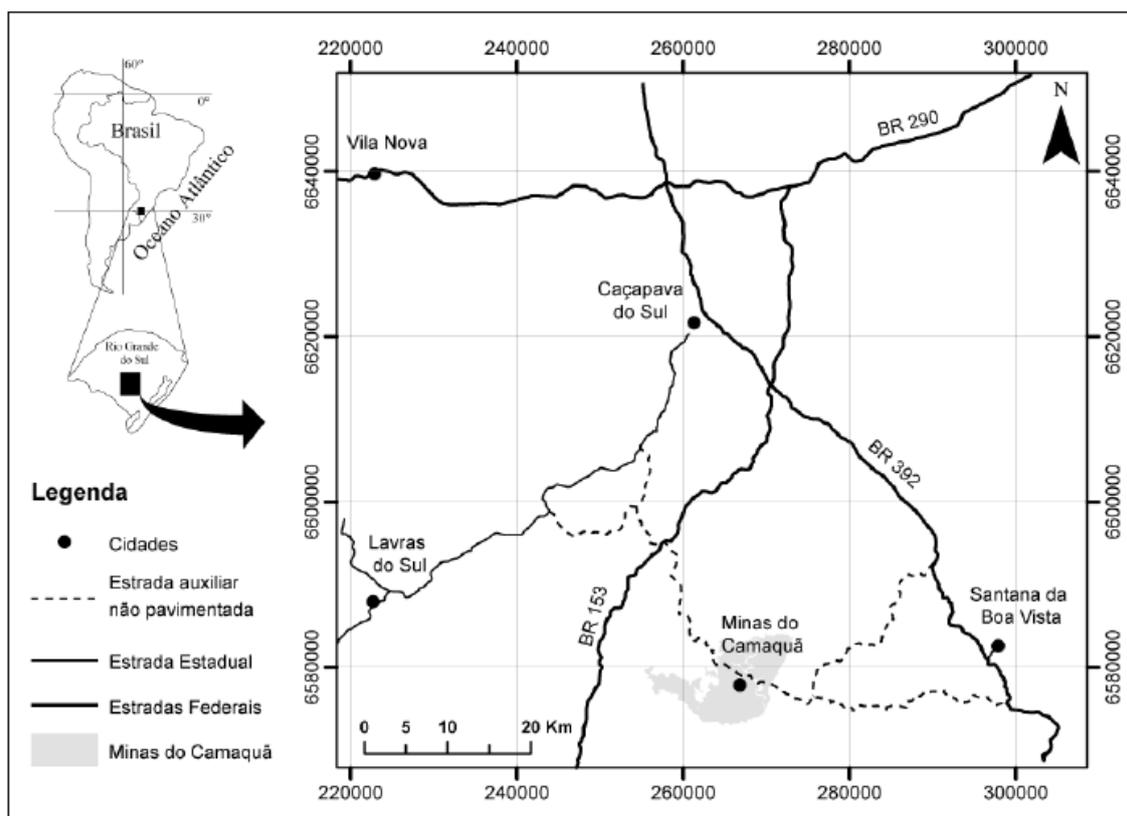


Figura 1- Mapa de localização das Minas do Camaquã.

Fonte: Bicca (2013).

O depósito de Cu (Au-Ag) Camaquã, constituído pelas minas Uruguai (céu aberto) e São Luiz (subterrânea), já exauridas, é conhecido desde 1865, tendo sido

descoberto por ingleses que garimpavam ouro na região de Lavras do Sul. As atividades de lavra se desenvolveram de forma intermitente, principalmente entre os anos de 1950 e 1996 (Laux & Lindenmayer 2000, Remus *et al.* 2000a, Teixeira *et al.* 1978a). Nesses depósitos, os corpos de minério consistem em veios maciços, *stockworks* e disseminações, contendo sulfetos de Cu e Cu-Fe (calcopirita, bornita, calcocita e pirita) associados à ganga composta principalmente de quartzo, hematita, clorita, carbonato e barita; traços de Au e Ag são encontrados na estrutura cristalina dos sulfetos (Ronchi *et al.* 2000, Teixeira & Gonzalez 1988, Teixeira *et al.* 1978a). De acordo com Laux & Lindenmayer (2000), a alteração hidrotermal observada nas minas Uruguai e São Luiz ocorre de maneira subordinada, limitando-se em extensão a apenas alguns metros a partir dos filões, aos quais se encontra associada, e manifesta-se como produto dos processos de cloritização, silicificação e sericitização, além de argilização e sulfetação.

O depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria, localizado 3 km a SW das minas Uruguai e São Luiz, foi descoberto em 1978 (Remus *et al.* 2000a). No período de 2008 a 2017, a empresa Votorantim Metais S.A. conduziu o desenvolvimento do projeto para zinco nessa região. Atualmente, esse projeto, denominado Caçapava do Sul, é conduzido pela empresa Nexa Resources, ex-Votorantim Metais S.A., e se encontra em fase avançada de desenvolvimento, com cronograma de abertura da mina para o ano de 2020. Segundo Badi & Gonzales (1988) e Remus *et al.* (2000a), o depósito é formado por corpos de minério que contêm disseminações e veios maciços de galena e esfalerita, com menores quantidades de pirita, calcopirita, bornita, calcocita, e cobre e prata nativos, em uma ganga de quartzo e feldspato alcalino, como minerais detríticos, e carbonatos, hematita e argilominerais como cimentos (Badi & Gonzales 1988, Remus *et al.* 2000a). Os principais processos de alteração no depósito Santa Maria correspondem a ilitização (associada à mineralização de Pb-Zn), seguida de cloritização (associada às mineralizações de Cu e Cu-Au), ocorrendo ainda piritização, carbonatação, baritização e hematização (Barros 2012, Rios 2012).

Esta dissertação está subdividida em três partes. Na primeira, apresentam-se a problemática, os objetivos e a metodologia da presente pesquisa, além de dados bibliográficos acerca da estratigrafia, tectônica, magmatismo e mineralização tanto da Bacia quanto das Minas do Camaquã. Esse conjunto de dados serviu como fundamento teórico para a elaboração do artigo científico que constitui a segunda parte, no qual são

apresentados os dados obtidos na pesquisa. Por fim, a terceira e última parte consiste nas conclusões obtidas através deste trabalho e nas referências bibliográficas do mesmo.

1.1.2 Problemática

Diferentes propostas sobre a gênese dos minérios das Minas do Camaquã têm sido apresentadas de acordo com as características do minério explorado em determinado momento, correspondendo, portanto, a interpretações imediatas, ligadas ao avanço e desenvolvimento da lavra (Laux & Lindenmayer 2000, Paim 2002). Inicialmente, quando as operações de lavra se davam em filões espessos, o modelo magmático-hidrotermal de alta temperatura foi adotado sem restrições (Bettencourt 1972, Leinz & Almeida 1941, Ribeiro *et al.* 1966). Hipóteses similares surgiram a partir da década de 90, com credibilidade renovada (Beckel 1992, Laux *et al.* 2005, Remus *et al.* 2000a). A diminuição da espessura dos veios em profundidade, aliada à descoberta de depósitos de sulfetos estratiformes e disseminados em rochas sedimentares, resultou na proposição de um modelo sedimentar singenético a diagenético (Badi & Gonzales 1988, Teixeira *et al.* 1978a, Teixeira & Gonzales 1988, Veigel & Dardene 1990). Por fim, com o aumento da profundidade de extração do minério, notou-se um aumento nos teores de Au, a restrição do controle da mineralização aos filões e a diminuição da quantidade de minério disseminado, o que fez com que a hipótese de gênese epitermal viesse a ser adotada, a qual tem prevalecido atualmente (Lima *et al.* 1997, Lima & Almeida 1996, Ronchi *et al.* 2000, Renac *et al.* 2014, Troian *et al.* 2009).

Os dados isotópicos de Pb (Remus *et al.* 2000a) demonstram que o método se mostrou eficiente para correlacionar os fluidos mineralizadores dos depósitos de Cu (Au-Ag) e Pb-Zn (Cu-Ag) das Minas do Camaquã, o que sugere a existência de uma única fonte para ambos. Entretanto, o conhecimento da evolução do sistema hidrotermal, assim como do seu potencial mineralizador, é ainda limitado.

A idade da mineralização é um dos elementos fundamentais para o entendimento da gênese de um depósito mineral (Ceyhan 2003), e é uma das questões que ainda suscita estudos complementares nos depósitos metálicos da região das Minas do Camaquã.

Embora dados variados existam acerca do minério, escassos são aqueles relacionados às associações minerais dos halos hidrotermais, as quais podem fornecer

informações relevantes para a proposição de um modelo metalogenético para a mineralização (Troian *et al.* 2009).

1.1.3 Objetivos

O presente estudo tem como objetivo principal determinar a fonte e processos de geração das mineralizações de Pb-Zn (Cu, Ag) do depósito Santa Maria, na região das Minas do Camaquã, no estado do Rio Grande do Sul.

Como objetivos específicos, tem-se:

- 1- Classificar adequadamente o depósito, por meio da descrição detalhada das associações mineralógicas e feições texturais observadas nos intervalos mineralizados e em seus halos hidrotermais, baseada no estudo de 5 testemunhos de sondagem selecionados das áreas 1, 2 e 3 do depósito, e compará-lo com o depósito de Cu (Au-Ag) Camaquã.
- 2- Determinar a natureza e idade da unidade vulcânica a subvulcânica associada à sequência sedimentar que hospeda os principais corpos de minério e avaliar a possibilidade de link dessas rochas com a fonte dos fluidos mineralizadores.
- 3- Discutir a gênese e a idade do depósito, bem como seu ambiente tectônico de formação.

1.2 MATERIAIS E MÉTODOS

1.2.1 Materiais

Nesta pesquisa os estudos foram realizados em amostras provenientes predominantemente de testemunhos de furos de sondagem, tanto dos intervalos estéreis quanto mineralizados. Também foram estudadas algumas amostras em afloramentos das unidades-tipo e alvos na região, com destaque para o alvo Claudino, que corresponde a uma rocha de composição andesítica.

1.2.2 Métodos

1.2.2.1 Pesquisa bibliográfica

Corresponde ao levantamento da bibliografia a fim de subsidiar o desenvolvimento do presente estudo, abordando os seguintes temas: geologia regional da Bacia do Camaquã, mineralizações das Minas do Camaquã, depósitos minerais dos tipos magmático, sedimentar e epitermal, geoquímica isotópica de Pb de depósitos minerais e método de datação U-Pb.

1.2.2.2 Atividades de campo

As atividades de campo incluíram o reconhecimento das principais unidades geológicas e coleta de amostras (testemunhos de furos de sondagem e amostras de afloramento) para descrição detalhada e análises em laboratório.

Os três corpos de minério de Pb-Zn (Cu-Ag) do depósito Santa Maria foram selecionados para estudo, sendo obtidas amostras das rochas hospedeiras dos intervalos mineralizados e das rochas vulcânicas associadas.

As amostras coletadas e selecionadas foram descritas macroscopicamente, com ênfase nas principais características do protólito e no modo de ocorrência das mineralizações, identificando-se as associações e paragêneses minerais características dos minérios e os tipos de alteração hidrotermal.

1.2.2.3 Petrografia, minerografia e tingimento duplo

A partir das amostras coletadas em campo e testemunhos cedidos pela empresa Nexa Resources, 45 lâminas polidas foram confeccionadas no Laboratório de

Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), e foram descritas ao microscópio convencional, com luz transmitida e refletida, para a melhor caracterização das feições relevantes dos intervalos mineralizados, o que deu suporte à caracterização das zonas e halos de alteração hidrotermal associados. Adicionalmente, algumas dessas lâminas foram submetidas ao processo de tingimento duplo com uma solução de alizarina mais ferrocianeto de potássio em HCl diluído, a fim de se identificar as diferentes fases carbonáticas presentes na região do depósito Santa Maria.

1.2.2.4 Difração de raios-x (DRX)

A difratometria de raios-X foi utilizada para a determinação qualitativa das principais fases mineralógicas das rochas sedimentares e vulcânicas associadas à mineralização. As análises foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios-X do IG-UFPA em um difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), em intervalos de 5° a 65° (2θ) em pó total, utilizando-se de 5 a 10 g de alíquotas previamente pulverizadas. Os resultados foram tratados no *software Match!* e a busca por padrões de referência foi realizada no banco de dados COD (*Crystallography Open Database*) e no site <http://rruff.info/>.

1.2.2.5 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A fim de complementar e confirmar as descrições petrográficas e minerográficas, e selecionar os melhores domínios dos cristais de zircão para serem analisados por LA-ICP-MS, foi utilizado o Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), marca ZEISS e modelo LEO 1430, acoplado ao EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) Sirius SD, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFPA, para a determinação da composição química dos minerais presentes nas lâminas polidas e para a obtenção de imagens por catodoluminescência (Mono-CL) dos zircões. O MEV ZEISS EVO LS 15, acoplado ao EDS X-Act SDD 10 mm² da Oxford, da Superintendência de Belém da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) também foi utilizado em apoio aos estudos petrográficos e minerográficos.

1.2.2.6 Geoquímica

Os dados geoquímicos das amostras provenientes dos testemunhos de sondagem estudados foram fornecidos pela empresa Nexa Resources, tendo sido tratados e avaliados. Estes dados foram correlacionados com os resultados obtidos nos estudos petrográficos, a fim de se avaliar o comportamento dos elementos químicos relativamente ao processo de alteração hidrotermal. As análises geoquímicas foram realizadas no laboratório da ALS Minerals, na Austrália, com as técnicas ICP-AES (elementos maiores) e ICP-MS (elementos menores e traços).

1.2.2.7 Análises isotópicas

1.2.2.7.1 Métodos Pb-Pb por dissolução total e lixiviação

Os principais sulfetos do minério (galena e esfalerita) foram analisados por meio dessas metodologias, objetivando-se determinar sua assinatura isotópica de Pb e, eventualmente, datar a formação do minério.

Para isto, após a trituração, cristais foram selecionados por catação manual, com auxílio de lupa binocular. Em seguida, foram lavados com HCl (6N) para a remoção de impurezas superficiais.

O procedimento experimental para a análise de Pb por lixiviação seguiu as técnicas desenvolvidas por Manhès (1982), adaptadas às condições do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFGA, e descritas em detalhes em Galarza & Macambira (2002), Krymsky *et al.* (2007) e Romero *et al.* (2013). Aproximadamente 400 mg de esfalerita foram lixiviados, sendo progressivamente atacados por ácidos (HBr, HCl e HNO₃) e dissolvidos parcialmente para produzir soluções coletadas em cinco etapas de lixiviação (L1 a L5) e uma etapa de dissolução total do resíduo (L6). O resíduo foi solubilizado com HBr (0,7N) e submetido à separação do Pb por cromatografia de resina de troca iônica Eichrom® Sr 50–100 µm, condicionada com HCl (2N). Então, o Pb foi coletado com HCl (6N) e concentrado com HNO₃ (7,5N). Por fim, o concentrado final foi depositado em filamento simples de rênio para análise em espectrômetro de massa por termo-ionização (TIMS), Thermo-Fischer, modelo Triton Plus. As composições isotópicas de Pb foram corrigidas do efeito de discriminação de massa. O “branco” de Pb do processo analítico foi calculado com o auxílio do padrão

NBS-983. Os cálculos de regressão e idade foram feitos com o programa Isoplot (v.3.68) de Ludwig (2008).

Menos do que 0,5 mg de galena foram submetidos ao processo de dissolução total, com abertura química feita com HBr (8N) + HNO₃ (13N) + H₃PO₄. A deposição em filamento e os cálculos do branco, regressão e idade são as mesmas indicadas no método anterior.

1.2.2.7.2 Método U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS

Esse método foi utilizado para a determinação da idade de cristalização de uma rocha vulcânica andesítica, que se encontra intercalada com os arenitos e conglomerados encaixantes da mineralização, por meio de seus cristais de zircão.

O procedimento experimental para a separação dos cristais incluiu os seguintes passos: 1) peneiramento; 2) bateamento; 3) microbateamento com água, feito com cápsulas de porcelana parcialmente imersas em um pirex redondo cheio de água; 4) secagem em estufa a 100°C; 5) separação de magnéticos e máficos por meio de um imã de mão e um imã de neodímio, respectivamente; 6) microbateamento com álcool etílico (>90%) em placa de Petri; 7) separação manual de zircão do concentrado final de minerais pesados em esteromicroscópio. Em seguida, os cristais coletados foram colados em lâminas com fita adesiva dupla-face, cobertas com resina epóxi para confecção de seções polidas no Laboratório de Laminação da UFPA. Posteriormente, imagens por catodoluminescência (Mono-CL) foram obtidas dessas seções no MEV ZEISS LEO 1430 do LABMEV para escolha dos melhores domínios dos grãos a serem analisados. Na etapa final, as seções foram levadas para o Pará-Iso e colocadas juntamente com o padrão GJ-1 no MC-ICP-MS Neptune (Thermo Finnigan), onde os zircões foram analisados pontualmente através de um laser Nd:YAG, da marca CETAC e modelo LSX-213 G2 ($\lambda = 213$ nm), sob uma taxa de frequência de 10 Hz e potência de 50 a 60%, produzindo uma densidade de energia de 5-6 J/cm² e furos de aproximadamente 25 μ m de diâmetro (*spot size*). Os cálculos de regressão e idade foram feitos com o programa Isoplot (v.3.68) de Ludwig (2008). Uma descrição detalhada do protocolo experimental da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA) pode ser encontrada no trabalho de Milhomem Neto *et al.* (2017).

1.3 REVISÃO DOS TRABALHOS REALIZADOS NA ÁREA

A Bacia do Camaquã repousa sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-Riograndense, o qual registra eventos colisionais e acrescionários do Paleoproterozoico (ciclo Transamazônico) e Neoproterozoico (Pan-africano/Brasiliano) que levaram à amalgamação da parte sudoeste do Gondwana (Babinski *et al.* 1996, Chemale *et al.* 1995). A bacia está preenchida por sucessões sedimentares e vulcano-sedimentares reunidas no Supergrupo Camaquã (Ediacarano-Eopaleozoico), redefinido por Fragoso-Cesar *et al.* (2003) (Fig. 2). Sua espessura supera 6000 m, e os contatos entre as unidades são definidos por discordâncias angulares ou erosivas, resultantes de diversos episódios de subsidência tectônica. Essas unidades encontram-se moderada a fortemente basculadas, com ângulos de mergulho que variam de 15° a 80° (Fambrini *et al.* 2005, Janikian *et al.* 2003).

As sucessões que constituem o Supergrupo Camaquã ocorrem em três sub-bacias alongadas segundo a direção NNE-SSW, denominadas Camaquã Ocidental, Camaquã Central e Camaquã Oriental, separadas pelos altos de Caçapava do Sul, a oeste, e da Serra das Encantadas, a leste (Fambrini *et al.* 2005, Janikian *et al.* 2003).

As Minas do Camaquã ocorrem na sub-bacia Camaquã Central, na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, no centro de um graben com direção geral nordeste, dentro de uma estrutura local denominada ‘Janela Bom Jardim’, sendo constituídas pelos depósitos Camaquã (minas Uruguai e São Luiz) e Santa Maria (Laux *et al.* 2005, Remus *et al.* 2000a).

1.3.1 Estratigrafia

1.3.1.1 Bacia do Camaquã

A Bacia do Camaquã pode ser subdivida em quatro grupos: Maricá, Bom Jardim, Santa Bárbara e Guaritas (Bicca *et al.* 2013). Uma descrição sumarizada acerca de cada um deles é apresentada a seguir, da base para o topo, considerando aspectos litológicos, estratigráficos, deposicionais e geocronológicos. Algumas das principais propostas litoestratigráficas para essa bacia são apresentadas na figura 3.

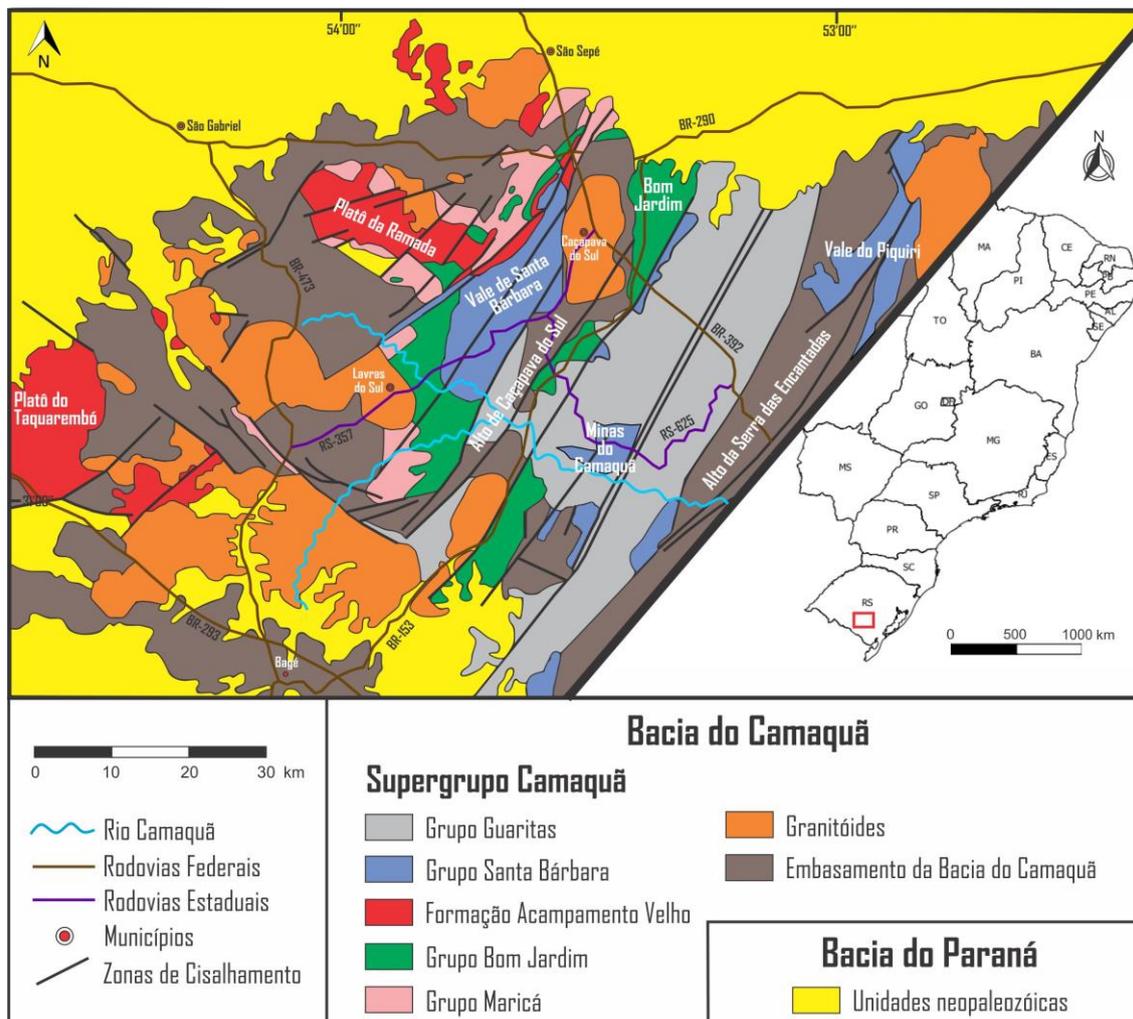


Figura 2- Mapa geológico da Bacia do Camaquã e de seu embasamento.

Fonte: Modificado de (Almeida 2005, Fragoso-Cesar *et al.* 2000).

Grupo Maricá – Corresponde à unidade basal da Bacia do Camaquã, que aflora unicamente dentro do Terreno São Gabriel (Borba *et al.* 2006), e é constituída por uma sucessão vulcano-sedimentar com mais de 4000 m de espessura (Paim *et al.* 2000). Compreende três pacotes sedimentares principais: as sucessões inferior, intermediária e superior (Borba *et al.* 2006). A primeira delas é formada por arenitos conglomeráticos e de granulação grossa, com seixos e calhaus graníticos-gnáissicos muito bem arredondados marcando os planos de estratificação ou dispersos através das camadas (depósitos flúvio-aluviais de rios entrelaçados). A sucessão intermediária é composta por siltitos e folhelhos, maciços ou apresentando laminação plano-paralela, marcas onduladas, laminação cruzada cavalgante e laminação lenticular, e por arenitos com estruturas *hummocky* (depósito marinho raso). A sucessão superior muito se assemelha à inferior, sendo que os arenitos se caracterizam pela ocorrência de estratificações de baixo ângulo e acanaladas de grande escala (depósitos de rios entrelaçados).

Robertson 1966		Ribeiro e Lichtenberg 1978		Paim 1994		Paim et al. 2000		Fragoso-Cesar et al. 2000		Fragoso-Cesar et al. 2003		Janikian et al. 2003		Fambrini 2003		Almeida, 2005		Borba et al. 2006			
						Alogrupo	Aloform.									Formações					
Grupo Camaquã	Conglomerado Coxilha	Formação Guaritas	Camadas Varzinha	Alogrupo Guaritas	Alofm. Varzinha	Guaritas	Varzinha	Gr. Guaritas	Fm. Varzinha	Suíte Intrusiva Rodeio Velho	Grupo Guaritas	Grupo Guaritas e Suíte Intrusiva Rodeio Velho		Serra do Apertado	Pedra das Torrinhãs	Pedra Pintada	Pedra da Arara	Varzinha	Guarda Velha	Grupo Maricá	
	Formação Guaritas		Camadas Guarda Velha		Intervalos Vulcânicos		Alofm. Marmeleiro		Fm. Guarda Velha												Fm. Pedra Pintada
	Formação Santa Bárbara	Formação Santa Bárbara	Alofm. Pedra do Segredo	Alosubgr. Santa Bárbara	Santa Bárbara	Pedra do Segredo	Formação Santa Bárbara	Grupo Santa Bárbara	Fm. Rincão dos Mouras	Fm. Seival	Fm. Passo da Capela	Fm. Santa Fé									
	Membro Andesito Martins												Alofm. Serra dos Lanceiros	Serra dos Lanceiros	Formação Santa Bárbara	Fm. Seival	Fm. Passo da Capela	Fm. Santa Fé			
Riolito Ramada	Grupo Bom Jardim	Formação Acampamento Velho		Alosubgr. Bom Jardim	Alofm. Minas do Camaquã	Cerro do Bugio	Acamp. Velho	Grupo Camaquã	Formação Crespos	Supergrupo Camaquã	Fm. Acamp. Velho	Fm. Acamp. Velho	Fm. Picada das Graças	Fm. Hilário	Fm. Cerro da Angélica	Grupo Maricá	Sucessão Superior	Sucessão Intermediária	Sucessão Inferior		
Andesito Hilário		Fm. Vargas	Fm. Hilário																		Alofm. Lavras do Sul
Formação Maricá	Formação Maricá	Aloformação Maricá		Aloformação Maricá	Aloformação Maricá	Maricá	Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá	Formação Maricá		Formação Maricá
Formação Maricá		Formação Maricá	Formação Maricá																		

Figura 3- Quadro litoestratigráfico comparativo para a Bacia do Camaquã apresentando algumas das principais classificações propostas.
Fonte: Modificado de (Paim *et al.* 2000, Toniolo *et al.* 2007).

Borba *et al.* (2008) dataram pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP) pequenos blocos piroclásticos de ignimbrito que ocorrem na sucessão superior do Grupo Maricá, contemporâneos às sucessões inferior e intermediária deste grupo, e obtiveram a idade de 630 ± 3 Ma, que interpretaram como a idade do vulcanismo explosivo sin-deposicional. Por outro lado, Almeida *et al.* (2012) determinaram a idade máxima de deposição desse grupo como sendo de 601 ± 13 Ma, através da datação U-Pb (LA-ICP-MS) de zircão detrítico de um arenito amostrado em Coxilha do Tabuleiro, Lavras do Sul.

Grupo Bom Jardim - Em sua área-tipo constitui-se de rochas vulcânicas andesíticas, rochas piroclásticas (*lapilli* tufos, tufos líticos e tufos vítreos grossos) e rochas sedimentares, geradas em uma bacia lacustre tectonicamente ativa, com espessura aproximada de 4000 m (Janikian *et al.* 2003).

A subdivisão litoestratigráfica do Grupo Bom Jardim em sua área-tipo é definida por três formações, com contatos transicionais entre si: Cerro da Angélica (unidade basal), Hilário (Ribeiro & Lichtemberg 1978) e Picada das Graças (Janikian *et al.* 2003).

A Formação Cerro da Angélica corresponde a arenitos finos, pelitos e arenitos conglomeráticos, com cerca de 1500 m de espessura, e apresenta evidências de deposição em um sistema de leques sub-lacustres que, em direção ao topo, evolui para ambientes deltaicos (Janikian *et al.* 2003).

A Formação Hilário apresenta cerca de 1000 m de espessura, sendo formada, da base para o topo, essencialmente de rochas riolíticas, piroclásticas e vulcânicas básicas. Os *lapilli* tufos e as brechas piroclásticas observados são interpretados como depósitos de fluxo de gravidade, possivelmente resultantes da transformação de um fluxo piroclástico em um fluxo turbulento sustentado por água, em decorrência da entrada do fluxo piroclástico num corpo d'água. Basaltos, latitos-basaltos, latitos e andesitos correspondem às rochas básicas. Turbiditos, predominantemente de baixa densidade, podem ocorrer associados aos depósitos vulcanogênicos (Janikian *et al.* 2003).

A Formação Picada das Graças, com cerca de 1400 m de espessura, é composta, a partir da base, pelas seguintes sucessões: depósitos de leques deltaicos, depósitos fluviais e depósitos deltaicos dominados por rios (Janikian *et al.* 2003).

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), também constituinte do Grupo Bom Jardim, é formada pelas rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Hilário e por granitoides da porção central do Complexo Granítico Lavras, correspondentes a granodioritos, predominantemente, e a monzogranitos e monzonitos, de forma subordinada (Nardi & Lima 1985).

Remus *et al.* (2000a) dataram o Granito Lavras (pertencente à ASLS) em 594 ± 4 Ma pelo método U-Pb em zircão (SHRIMP). Janikian *et al.* (2008) e Almeida *et al.* (2012) obtiveram idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 591 ± 6 Ma e 592 ± 3 Ma, para um depósito de tufo de *lapilli* e um basalto alcalino lamprofírico, respectivamente, pertencentes à Formação Hilário.

Grupo Santa Bárbara – Bicca *et al.* (2013) incluíram as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, de Ribeiro & Fantinel (1978), nesse grupo, considerando tais unidades como pertencentes ao mesmo ciclo deposicional. Sendo assim, o Grupo Santa Bárbara compreenderia uma sequência deposicional vulcano-sedimentar com aproximadamente 2500 m de espessura.

A Formação Acampamento Velho é composta de uma Associação Máfica Inferior e uma Associação Félsica Superior (Almeida *et al.* 2012). A primeira corresponde a fluxos basálticos e andesíticos, bem como a brechas andesíticas subordinadas que ocorrem como uma camada contínua, com espessura total variando entre 10 e 350 m. Já a Associação Félsica Superior é constituída de rochas riolíticas, podendo-se observar uma alternância de rochas piroclásticas (*lapilli* tufos, tufos, tufos soldados) em sua base, e fluxos riolíticos no seu topo.

Segundo Fambrini (2003), que adotou a redefinição estratigráfica do Supergrupo Camaquã de Fragoso-Cesar *et al.* (2003), o Grupo Santa Bárbara corresponderia apenas a rochas siliciclásticas, relacionadas a ambientes aluviais, costeiros e deltaicos. Para este autor, esse grupo pode ser dividido nas seguintes formações, a partir da base: Estância Santa Fé, Passo da Capela, Seival, Rincão dos Mouras e João Dias.

A descrição de Almeida (2001) foi adotada por Fambrini (2003) para a Formação Estância Santa Fé, de acordo com a qual essa unidade é formada por conglomerados e arenitos gerados por sistemas de leques aluviais proximais e

medianos, que passam para arenitos grossos, mal selecionados, de sistemas fluviais entrelaçados associados aos leques. Sua exposição se dá somente na sub-bacia Camaquã Ocidental, podendo atingir até 1200 m de espessura.

A Formação Passo da Capela é constituída, da base para o topo, de: a) ritmitos areníticos e siltitos, que representam depósitos turbidíticos de franjas externas e intermediárias de leque submarino e (b) pacotes de conglomerados e arenitos que correspondem a depósitos de turbiditos de franjas internas e intermediárias de leque submarino. Essa formação pode atingir até 4000 m de espessura, e ocorre nas sub-bacias Camaquã Oriental e Central (Fambrini 2003).

A Formação Seival aflora nas sub-bacias Camaquã Central e Ocidental e apresenta espessura máxima de 1000 m. É composta por arenitos médios a muito finos, com subordinada contribuição de arenitos grossos. Essas rochas representam depósitos de baía estuarina e planície litorânea, tempestitos de costa-afora e planície de maré (Fambrini 2003).

A Formação Rincão dos Mouras corresponde a conglomerados e arenitos conglomeráticos, interpretados como depósitos de leques aluviais e fluviais entrelaçados. Essa unidade ocorre em todas as sub-bacias e supera os 2000 m de espessura na sub-bacia Camaquã Oriental (Fambrini 2003).

Os depósitos marinhos da Formação João Dias, superiores a 500 m, e restritos à sub-bacia Camaquã Central, recobrem os depósitos aluviais da Formação Rincão dos Mouras. Seus arenitos médios e finos, contendo grãos de glauconita com claras evidências de ação de ondas de tempestade e de tempo bom, apontam para os ambientes marinhos costeiros de antepraia (*foreshore*) e de fácies litorânea (*shoreface*) (Fambrini 2003).

Idades U-Pb em zircão (LA-ICP-MS e SHRIMP) de 573 ± 18 Ma, 574 ± 7 Ma, 580 ± 13 Ma, 570 ± 2 Ma, 549 ± 5 Ma, 562 ± 2 Ma e 560 ± 2 Ma são registradas para rochas riolíticas do magmatismo Acampamento Velho (Janikian *et al.* 2008, 2012, Matté *et al.* 2016, Sommer *et al.* 2005). A idade de 572 ± 3 Ma (Pb-Pb por evaporação de cristais de zircão) foi obtida para uma intrusão granítica que corta os riolitos no Platô Taquarembó e interpretada como a idade mínima do evento magmático (Gastal & Lafon 2001). Quanto às rochas máficas, um basalto andesítico foi datado em 553 ± 5 Ma

(Almeida *et al.* 2012) e um traquito em 560 ± 14 Ma (Matté *et al.* 2016), ambos pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS). Recentemente, Vedana *et al.* (2017) e Sommer *et al.* (2017) obtiveram novas idades U-Pb LA-ICP-MS para basaltos da região de Palma (563 ± 2 Ma e 572 ± 6 Ma) e riolitos da região de Tupanci (579 ± 6 Ma e 558 ± 39 Ma), respectivamente.

Janikian *et al.* (2012) dataram um dique riolítico na região de Bom Jardim, com idade U-Pb em zircão (LA-ICP-MS) de 572 ± 7 Ma, o qual equivale à única evidência desse magmatismo na sub-bacia Camaquã Central.

Bicca *et al.* (2013) e Oliveira *et al.* (2014) obtiveram idades máximas de deposição para o Grupo Santa Bárbara de 566 ± 7 Ma e 568 ± 6 Ma, respectivamente, pelo método U-Pb (LA-ICP-MS e SHRIMP) em zircões detríticos das unidades basais da região das Minas do Camaquã e do Vale de Santa Bárbara.

Grupo Guaritas – Fragoso-Cesar *et al.* (1999, 2000) elevaram a Formação Guaritas, de Robertson (1966), à categoria de grupo, a qual corresponde à unidade de topo do Supergrupo Camaquã, com cerca de 800 m de espessura, horizontalizada, e com contato basal com o Grupo Santa Bárbara definido por uma discordância angular (Almeida 2005, Paim & Lopes 2000). Paim *et al.* (2000) utilizaram princípios da alostratigrafia para classificar as unidades litológicas da bacia, definindo assim o Alogrupo Guaritas, equivalente ao Grupo Guaritas (Almeida 2005), que compreende as Aloformações Pedra Pintada, na base, e Varzinha, no topo, depositadas em ambiente continental semi-árido (De Ros *et al.* 1994) e delimitadas entre si por uma discordância erosiva.

A Aloformação Pedra Pintada representa a base do Alogrupo Guaritas, com aproximadamente 400 m de espessura, sendo constituída predominantemente por arenitos finos a médios bem selecionados, com estratificações cruzadas acanaladas de grande a muito grande porte, interpretados como depósitos residuais de pequenas dunas eólicas, intercalados, próximo à base, com as rochas vulcânicas básicas a intermediárias com afinidade alcalina do Membro Rodeio Velho (Paim *et al.* 2000, Paim & Lopes 2000). De forma subordinada, também ocorrem depósitos de interdunas e de planícies de nível de base, representados por arenitos grossos, pelitos e arenitos finos a médios, com laminação cruzada por corrente e por onda (Paim 1994).

A Aloformação Varzinha é composta por arenitos finos a muito grossos com estratificação cruzada acanalada de médio e grande porte e estratificação plano-paralela, atribuídos a depósitos aluviais, lacustres, deltaicos e eólicos (Paim *et al.* 2000, Paim & Lopes 2000).

Almeida (2005) propôs uma nova classificação estratigráfica para o Grupo Guaritas, subdividindo-o em seis formações: Guarda Velha, Varzinha, Pedra da Arara, Pedra Pintada, Pedra das Torrinhas e Serra do Apertado.

A Formação Guarda Velha corresponde a arenitos com estratificação cruzada ou plano-paralela e lentes de conglomerados, situados na base do Grupo Guaritas, e apresenta espessura mínima de 500 m (Almeida 2005). Esta sucessão sedimentar foi interpretada por Paim (1994) como depósitos de sistemas aluviais efêmeros pertencentes à Aloformação Varzinha, na porção superior do Alogrupo Guaritas.

Ritmitos de arenitos e pelitos com camadas centimétricas a métricas, intercalados com camadas lenticulares métricas a decamétricas de arenitos conglomeráticos, com estratificação cruzada acanalada e plano-paralela, interpretados como depósitos de um sistema deltaico lacustre (Paim 1994), constituem a Formação Varzinha para Almeida (2005), com uma espessura mínima de 200 m.

A Formação Pedra da Arara é composta por arenitos finos a médios com estratificação cruzada de grande porte, de origem eólica, além de arenitos conglomeráticos fluviais subordinados, com espessura aproximada de 80 m (Almeida 2005).

A Formação Pedra Pintada de Almeida (2005) apresenta predominantemente depósitos eólicos (arenitos finos a médios com estratificação de grande porte), enquanto fácies de interdunas com aporte aluvial (arenitos com estratificação plano-paralela com intercalações esparsas de pelitos com gretas enroladas e de ambientes fluviais efêmeros (arenitos com estratificação cruzada e tabular ou plano-paralela) possuem menor expressão.

A Formação Pedra das Torrinhas consiste em brechas de seixos a matacões nas fácies mais proximais e intercalações de conglomerados estratificados com arenitos seixosos e pelitos, geralmente gretados, compondo ciclos granodecrescentes métricos, que correspondem à fácies de leques aluviais (Almeida 2005).

Arenitos conglomeráticos com seixos arredondados e lentes de conglomerados compõem a unidade de topo do Grupo Guaritas, segundo Almeida (2005), denominada Formação Serra do Apertado.

Com base em evidências de intrusão rasa, como feições de intrusão em sedimento inconsolidado, Almeida (2005) adotou a nomenclatura de Frágoso-Cesar *et al.* (1999), Suíte Intrusiva Rodeio Velho, para as rochas básicas a intermediárias vesiculares que ocorrem principalmente nas formações Pedra Pintada, Pedra da Arara e Varzinha, considerando-as como *sills* predominantemente.

As rochas vulcânicas do Membro Rodeio Velho (ou Suíte Intrusiva Rodeio Velho) foram datadas em 547 ± 6 Ma pelo método U-Pb em zircão (LA-ICP-MS, Almeida *et al.* 2012) e 535 ± 1 Ma (método Ar-Ar em rocha total; Almeida *et al.* 2010, Almeida 2005). Por outro lado, ílita autigênica de um arenito eólico da Aloformação Pedra Pintada apresentou a idade de 474 ± 9 Ma (método K-Ar; Maraschin *et al.* 2010), enquanto 535 ± 10 Ma (U-Pb SHRIMP) corresponde à idade máxima de deposição obtida através de zircões detríticos da Aloformação Varzinha (Hartmann *et al.* 2008). Tais dados sugerem que a deposição do Grupo Guaritas ocorreu entre 547 ± 6 Ma e 474 ± 9 Ma (Oliveira *et al.* 2014).

1.3.1.2 Minas do Camaquã

O Grupo Santa Bárbara (Fambrini 2003), correlacionável à Formação Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966), encerra todas as rochas sedimentares da região (Fig. 4). Rochas vulcânicas andesíticas amigdaloides de cor marrom, que ocorrem como intercalações ou associadas a um falhamento regional de direção NE, bem como diques de diabásio da Formação Serra Geral, de direção NW, constituem o magmatismo observado nessa sucessão vulcano-sedimentar (Teixeira *et al.* 1978b). Ribeiro *et al.* (1966) apresentaram pela primeira vez a subdivisão da Formação Arroio dos Nobres nos Membros Mangueirão (base) e Vargas (topo). Esse último foi subdividido por Teixeira *et al.* (1978b) e Gonzalez & Teixeira (1980) em cinco unidades litológicas nos arredores das Minas do Camaquã, a saber: Arenito Inferior, Conglomerado Inferior, Arenito Intermediário, Conglomerado Superior e Arenito Superior. Fambrini *et al.* (2005) aplicaram a redefinição estratigráfica do Grupo Santa Bárbara de Fambrini (2003) a essa região e identificaram as seguintes unidades (da base para o topo): Formação Passo da Capela, Formação Seival, Formação Rincão dos Mouras e Formação João Dias. A

empresa Votorantim Metais (atual Nexa Resources) tem adotado essas duas classificações estratigráficas em conjunto em seus trabalhos exploratórios nessa área (Fig. 5), da maneira como se expõe a seguir.

Ribeiro et al. 1966		Ribeiro e Fantinel. 1978		Teixeira et al. 1978 Gonzales & Teixeira 1980			Fambrini et al. 2005	
Grupo Camaquã	Formação Guaritas	Grupo Camaquã	Formação Guaritas	Grupo Camaquã	Formação Guaritas		Grupo Guaritas	Formação Varzinha
	Formação Santa Bárbara		Formação Santa Bárbara					Formação Pedra Pintada
	Membro Rodeio Velho		Membro Rodeio Velho					Formação Guarda Velha
Grupo Bom Jardim	Formação Crespos Formação Arroio dos Nobres	Grupo Bom Jardim	Fm. Acampamento Velho	Grupo Bom Jardim	Formação Crespos Formação Arroio dos Nobres	Membro Vargas	Grupo Santa Bárbara	Formação João Dias
			Formação Vargas					Ar. Superior
		Formação Hilário						Formação Seival
								Formação Passo da Capela
						Ar. Intermediário		
						Cg. Superior		
						Cg. Inferior		
						Ar. Inferior		
						Membro Mangueirão		

Figura 4- Algumas das principais propostas litoestratigráficas para a região das Minas do Camaquã.
Fonte: Modificado de (Bicca 2013, Paim & Lopes 2000).

Arenitos finos, predominantemente grauvas com arcóseos subordinados, ritmicamente intercalados com siltitos e siltitos argilosos, com cores cinza e cinza esverdeado (Gonzalez & Teixeira 1980, Teixeira & Gonzalez 1988), são equivalentes à Formação Passo da Capela de Fambrini (2003).

Arenitos finos a médios com intercalações centimétricas de siltitos e arenitos conglomeráticos (Teixeira & Gonzalez 1988), atribuídos a uma planície costeira deltaica

e a uma frente deltaica (Faccini *et al.* 1987), com espessura de 350 a 400 m (Gonzalez & Teixeira 1980), correspondentes ao Arenito Inferior, equivalem à Formação Seival.

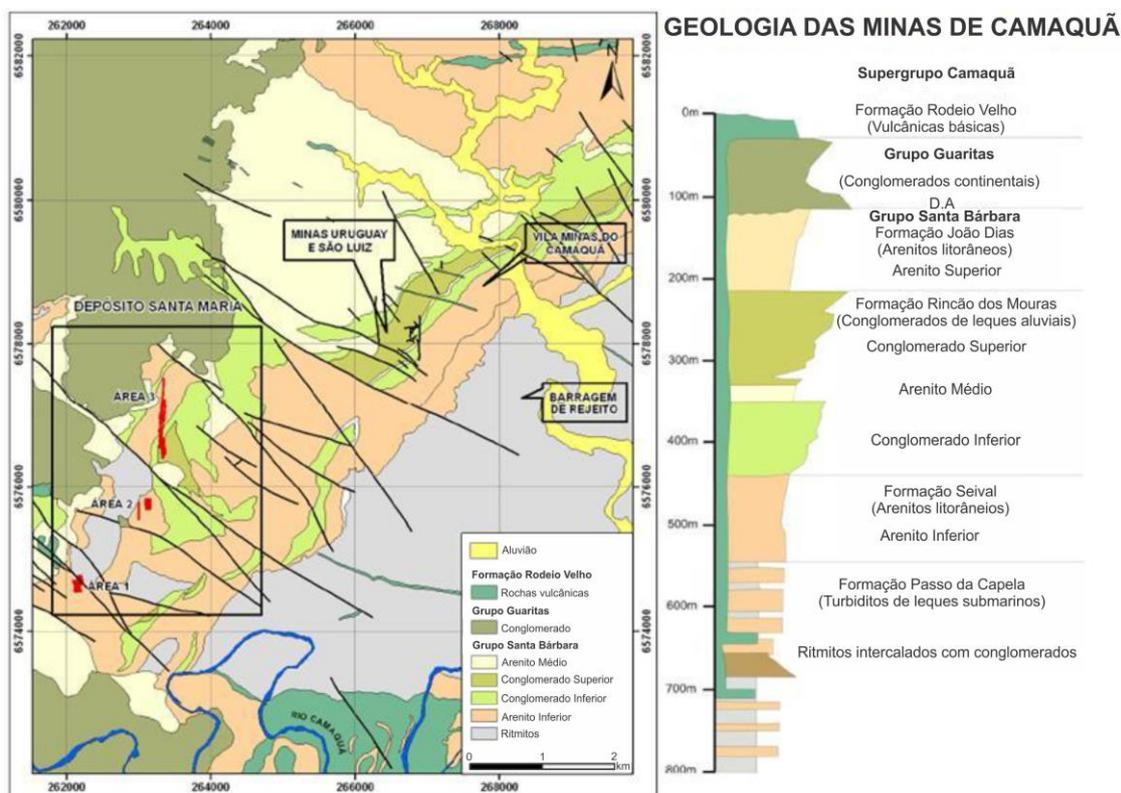


Figura 5- Mapa geológico das Minas do Camaquã.
Fonte: Votorantim Metais (2012).

A Formação Rincão dos Mouras é equivalente ao conjunto das três unidades subsequentes de Teixeira *et al.* (1978b): 1) conglomerados de granulometria fina róseos, cinzas, verdes e amarronzados intercalados com arenitos médios a conglomeráticos, que apresentam espessura média de 120 m (Gonzalez & Teixeira 1980, Teixeira & Gonzalez 1988), e representam as fácies distais de um leque aluvial (Faccini *et al.* 1987), constituintes do Conglomerado Inferior; 2) arenitos finos a conglomeráticos que constituem uma importante camada guia pela grande continuidade lateral, com espessura aproximada de 20 a 25 m (Gonzalez & Teixeira 1980, Teixeira & Gonzalez 1988) interpretados como sedimentos fluviais depositados em uma frente deltaica (Faccini *et al.* 1987), equivalentes ao Arenito Intermediário; e 3) conglomerados grosseiros e médios, mal selecionados, com seixos de granito, quartzo, riolito, andesito, quartzito, siltito, etc., intercalados a arenitos médios e conglomeráticos, com 200 m de espessura (Gonzalez & Teixeira 1980, Teixeira & Gonzalez 1988), que representam

fácies proximais de um leque aluvial (Faccini *et al.* 1987), correspondentes ao Conglomerado Superior.

Por fim, o Arenito Superior, constituído por camadas de arenitos finos a médios que se alternam com pelitos laminados paralelos, lentes locais de conglomerado, e rochas vulcânicas no topo, com espessura de 500 ou 600 m (Gonzalez & Teixeira 1980, Teixeira & Gonzalez 1988). É interpretado como uma frente deltaica do tipo flysch, parcialmente subaérea (Faccini *et al.* 1987), equivalente à Formação João Dias.

1.3.2 Tectônica

1.3.2.1 Geotectônica da Bacia do Camaquã

Eventos colisionais relacionados aos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasileiro estão registrados nas rochas ígneas e metamórficas do Escudo Sul-Riograndense, o qual corresponde ao embasamento da Bacia do Camaquã (Babinski *et al.* 1996, Chemale *et al.* 1995). A evolução do ciclo Brasileiro na região sul do Brasil, entre 900 e 540 Ma, é caracterizada por duas fases de subducção para leste - uma em um arco de ilha (900-800 Ma) e outra em um arco continental (800-700 Ma) – seguidas por uma fase de subducção para oeste e subsequente colisão (650–540 Ma) entre os crátons Rio de La Plata (ocidental) e Kalahari (oriental), originando o Cinturão Dom Feliciano, de idade neoproterozóica a eopaleozóica (Chemale, 2000, Fernandes *et al.* 1992, 1995, Hartmann *et al.* 2000). Magmatismo orogênico cálcio-alcálico teria se desenvolvido entre 630 e 610 Ma, enquanto eventos magmáticos e sedimentares pós-orogênicos teriam ocorrido no período de 595 a 540 Ma (Chemale 2000).

A deposição na Bacia do Camaquã, de direção NE-SW, deu-se na região de retroarco, ao longo dos limites do Cinturão Dom Feliciano (ao leste) e do cráton Rio de La Plata (a oeste). Ela representa uma bacia molássica brasileira pós-colisional, desenvolvida entre o Neoproterozóico III e o Ordoviciano, e corresponde a uma das sequências vulcano-sedimentares antigas não deformadas e não metamorfizadas mais preservadas do mundo. As evidências sugerem um cenário cada vez mais continental e assinaturas alcalinas em direção ao topo da sucessão, de idade aproximada de 500 Ma, momento final da aglutinação do Gondwana ocidental (Almeida *et al.* 2012, Chemale 2000, Wildner *et al.* 2002).

De acordo com Paim *et al.* (2000), na década de 1990 ocorreu uma significativa mudança na compreensão da Bacia do Camaquã, que de calha única passou a ser vista como um *locus* deposicional que preservou o registro da superposição de diversos tipos de bacias sedimentares, com características geológicas próprias e mecanismos de subsidência distintos.

A Bacia do Camaquã equivale a várias sub-bacias geográficas, denominadas, no sentido de leste para oeste, Boici-Piquiri, Guaritas, Santa Bárbara, Ramada e Taquarembó (Oliveira *et al.* 2014). Cada sub-bacia teve uma evolução parcialmente independente, representada por algumas diferenças estratigráficas em escala regional, sendo as seções estratigráficas mais completas observadas nas sub-bacias Santa Bárbara e Guaritas (Paim *et al.* 2000).

Relativamente à origem e evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Camaquã, uma série de propostas têm sido apresentadas por diferentes autores. Alguns sugerem movimentos transcorrentes para a origem de toda ou parte da sucessão sedimentar da bacia (Brito Neves & Cordani 1991, Fernandes *et al.* 1992, Oliveira & Fernandes 1992). Por outro lado, outros afirmam que ela corresponde a um sistema de *rifts* anorogênicos, cuja transcorrência foi posterior à formação da bacia (Almeida 2005, Almeida *et al.* 2010, Fragoso-Cesar *et al.* 2000, 2003, Issler 1982, Pelosi & Fragoso-Cesar 2003). A interpretação dominante, porém, é de uma bacia de retroarco, relacionada aos estágios tardi- a pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro, que evoluiu para uma bacia do tipo *rift* nos seus estágios finais (Almeida *et al.* 2012, Basei *et al.* 2000, Borba, 2006, Chemale, 2000, Fragoso-Cesar *et al.* 1982, Gresse *et al.* 1996, Oliveira *et al.* 2014, Paim *et al.* 2000).

Utilizando-se de dados sedimentológicos, estratigráficos, estruturais e geocronológicos obtidos por outros autores, Oliveira *et al.* (2014) dividiram a Bacia do Camaquã em três ciclos bacinais tardi- a pós-orogênicos primários separados por não-conformidades. O ciclo basal corresponde ao Grupo Maricá, depositado em um cenário de retroarco (Gresse *et al.* 1996, Paim *et al.* 2000). O ciclo intermediário é representado pelo Grupo Bom Jardim, cuja deposição sedimentar foi controlada por deformação *strike-slip* (Gresse *et al.* 1996), e o ciclo superior é constituído pelos grupos Santa Bárbara e Guaritas, que podem ser interpretados como bacias do tipo *rift* individuais desenvolvidas em um ambiente transtensional (Borba 2006).

1.3.2.2 Geologia Estrutural das Minas do Camaquã

A região das Minas do Camaquã é caracterizada pelo truncamento entre duas zonas de cisalhamento regionais: uma NNE principal, que delimita e compartimenta longitudinalmente o graben, e outra WNW secundária, associada às principais ocorrências de minério (Bettencourt 1972, Troian 2009, Santos *et al.* 2012). No depósito Santa Maria as camadas mergulham suavemente, entre 5° e 10° para NW, enquanto no depósito Camaquã o mergulho observado está entre 30° e 45° NW (Bettencourt 1972, Veigel & Dardenne 1990). Localmente, junto a algumas falhas da região das Minas do Camaquã, as camadas apresentam maior mergulho, podendo alcançar até 90° (Almeida *et al.* 2012).

Santos *et al.* (2012) identificaram nas Minas do Camaquã juntas e falhas estriadas preenchidas com calcita, pirita, bornita, hematita, quartzo e malaquita, concentrados preferencialmente em estruturas com direção NW-SE a WNW-ESE. Estes autores afirmam que a mineralização é controlada por falhas, fraturas de tensão (fraturas T) e zonas brechadas paralelas aos planos de falha.

A análise de planos de falhas com estrias e indicadores de movimento encontrados nas Minas do Camaquã levou Santos *et al.* (2012) a identificarem quatro campos de tensão desenvolvidos ao longo da história geológica dessa região: (1) compressão WNW, (2) extensão NW, (3) compressão NNE a N-S e (4) extensão ENE a NE. Segundo esses autores, o evento de compressão WNW identificado na região corresponde ao principal evento deformador do Supergrupo Camaquã descrito por Almeida (2005) e Almeida *et al.* (2012) – um evento de compressão NW. A diferença de direção entre os dois eventos seria explicada pela rotação das estruturas formadas pela compressão NW por um binário sinistral transcorrente N-S resultante da deformação contínua e intensa relacionada a esse evento deformacional (Santos *et al.* 2012).

Almeida (2005) e Almeida *et al.* (2012) observaram que as falhas transcorrentes destrais ENE a ESE e sinistrais NNE a NNW associadas a esse evento cortam a Suíte Intrusiva Rodeio Velho (de 535 ± 1 Ma, conforme Almeida 2005 e Almeida *et al.* 2010) e o Grupo Guaritas, mas não atingem as unidades mais jovens, o que define uma idade pós-eocambriana a pré-permiana para esse evento. Esses autores consideraram-no compatível com a colisão final entre as porções ocidentais e orientais do Gondwana

(Meert 2001), e com a colisão entre os crátons Amazônico-Oeste Africano e São Francisco-Congo, marcada pela deformação da Faixa Paraguai (Tohver *et al.* 2010), ambas ocorridas há cerca de 530 milhões de anos, assumindo, portanto, essa idade para esse evento compressional.

A cinemática principal das estruturas mineralizadas corresponde à estruturas WNW e ENE destras, falhas normais/oblíquas destras com mergulhos NNE, bem como falhas sinistrais NW, conforme Santos *et al.* (2012). Tais autores, portanto, relacionam a mineralização de Cu ao evento de compressão WNW, atribuindo-lhe a idade aproximada de 530 Ma (Almeida 2005, Almeida *et al.* 2012).

Através de relações de corte de estrias, Santos *et al.* (2012) concluíram que os eventos de extensão NW e compressão NNE a N-S ocorreram após o principal evento deformador da Bacia do Camaquã, de 530 Ma, nessa ordem, e correlacionaram a compressão N-S aos campos de *stress* identificados por Almeida (2005) nas unidades triássicas inferiores do Grupo Rosário do Sul. A extensão NW não foi associada a qualquer evento deformador ocorrido na região.

Com base em relações de corte observadas em *slickensides* e na direção NNW dos diques básicos da Formação Serra Geral, que ocorrem nos arredores das Minas do Camaquã, Santos *et al.* (2012) associaram a extensão ENE a NE ao evento deformador distensivo NE descrito por Almeida (2005), e adotaram sua interpretação para o mesmo, relacionando-o ao magmatismo eocretácico Serra Geral.

1.3.3 Magmatismo na Bacia do Camaquã

Bitencourt & Nardi (2000) afirmam que o magmatismo do sul do Brasil compreende 4 associações magmáticas, típicas de um cenário pós-colisional, na seguinte ordem: 1) granitoides cálcio-alcálicos de alto-K com componentes dioríticos subordinados; 2) associações graníticas peraluminosas; 3) magmatismo plutono-vulcânico com afinidade shoshonítica; e 4) magmatismo plutono-vulcânico sódico-alcálico saturado em sílica. Para eles, esse magmatismo pós-colisional (650-580 Ma) ocorreu ao longo de zonas de cisalhamento transcorrentes que compõem o Cinturão de Cisalhamento Sul-Brasileiro.

A Bacia do Camaquã corresponde a uma sedimentação molássica e a um magmatismo continental, subaéreo, desenvolvidos no estágio pós-colisional da Orogenia Brasileira (Wildner *et al.* 2002).

O Grupo Maricá corresponde à primeira unidade vulcano-sedimentar da Bacia do Camaquã. Segundo Wildner *et al.* (2002), seu registro vulcanogênico equivale a camadas conglomeráticas decimétricas constituídas de vidro vulcânico, fragmentos vulcânicos, cristaloclastos e seixos vulcânicos, e camadas vulcanogênicas finas centimétricas, ricas em vidro e fragmentos de cristais. Para esses autores, essas rochas sugerem que a atividade vulcânica se manifestou já nos momentos iniciais de formação da Bacia do Camaquã, embora fluxos magmáticos ou intrusões não tenham sido identificados.

Almeida *et al.* (1992) sugeriram uma afinidade cálcio-alcálica para o magmatismo representado por essas rochas vulcanogênicas com base em dados litoquímicos.

A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul (ASLS), pertencente ao Grupo Bom Jardim, é formada pelas rochas vulcânicas e piroclásticas da Formação Hilário, e por granitoides da porção central do Complexo Granítico Lavras (Nardi & Lima 1985). Compreende traquibasaltos potássicos (absaróquitos), em menor proporção, seguidos por uma sequência espessa de lavas shoshoníticas e rochas piroclásticas cortada por monzonitos subvulcânicos porfiríticos e diques riolíticos e shoshoníticos tardios, além de rochas plutônicas rasas que incluem quartzo monzodioritos, quartzo monzonitos, monzogranitos, granodioritos e sienogranitos, que intrudem tanto a porção basal da sequência vulcânica quanto rochas granulíticas mais antigas (Lima & Nardi 1998, Wildner *et al.* 2002).

A ASLS é resultado de cristalização fracionada a partir de magmas basálticos de afinidade shoshonítica, cujas assinaturas de elementos incompatíveis e ETR apresentam um caráter cálcio-alcálico (Lima & Nardi 1998, Wildner *et al.* 2002).

Para alguns autores (Lima & Nardi 1998, Wildner *et al.* 2002), os padrões enriquecidos em LILE e ETRL, os valores de ϵ_{Nd} próximos a zero e as baixas razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ das rochas básicas shoshoníticas sugerem uma origem a partir de um manto litosférico previamente modificado, provavelmente por metassomatismo

relacionado à subducção, como fonte dos magmas primitivos, sendo descartada a ideia de considerável contaminação crustal mesmo para as rochas graníticas mais evoluídas. Por outro lado, idades modelo $T_{DM(Nd)}$ predominantemente mesoproterozóicas e valores negativos de ϵNd obtidos para as rochas vulcânicas da Formação Hilário são interpretados como o resultado de variadas proporções de contaminação crustal de uma fonte mantélica juvenil (Chemale 2000) ou mistura de fontes neoproterozóicas e paleoproterozóicas (Janikian *et al.* 2012).

De acordo com Almeida *et al.* (2002), o magmatismo Acampamento Velho representa uma unidade vulcânica bimodal, com uma sucessão máfica inferior e uma félsica superior. A máfica é formada por andesitos/basaltos e andesitos porfiríticos, de coloração cinza e albitizados, com uma espessura variável de 10 a 350 m. A félsica superior consiste em *lapilli*-tufos, tufos e tufos soldados na base, e fluxos de lava riolíticos bandados, de coloração rosa, no topo do pacote vulcânico, o qual apresenta espessura máxima aproximada de 1000 m.

Para Wildner *et al.* (1999, 2002), porém, este magmatismo corresponde a uma associação plutono-vulcânica bimodal, cuja porção vulcânica varia de basaltos saturados em sílica levemente alcalinos a riolitos metaluminosos e comenditos, enquanto os corpos intrusivos variam de sienitos a granitos metaluminosos e peralcalinos, de composição similar à das rochas vulcânicas correspondentes.

A partir de dados de elementos traços para o magmatismo Acampamento Velho, Wildner *et al.* (1999, 2002) afirmam que duas seqüências de líquidos magmáticos evoluíram de magmas basálticos de baixo Ti-P e alto Ti-P, incluindo, respectivamente, líquidos basálticos saturados em sílica levemente alcalinos, intrusões monzodioríticas e lavas riolíticas, e líquidos havaíticos, mugaríticos, intrusões sieníticas e fluxos de lava peralcalinos a intermediários de afinidade comendítica. Supõe-se que esses magmas basálticos representem frações de *melt* distintas de fontes mantélicas do tipo EM1 similares.

Sommer *et al.* (1999) sugeriram que os magmas riolíticos são o resultado da cristalização fracionada de plagioclásio + álcali-feldspato + piroxênio + magnetita a partir de magmas traquíticos, sendo esses, por sua vez, derivados dos magmas basálticos levemente alcalinos através do mesmo processo.

Os dados isotópicos de ϵNd (-2,97 a -20), T_{DM} (1,1 a 2,32 Ga) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (razões iniciais de 0,7014 a 0,7218) obtidos por vários autores sugerem contribuição crustal paleoproterozóica ou fontes mantélicas modificadas por subducção (Almeida *et al.* 2002, 2005, Chemale 2000, Janikian *et al.* 2012, Wildner *et al.* 1999, 2002).

O vulcanismo Rodeio Velho corresponde à última manifestação magmática registrada na Bacia do Camaquã, sendo constituído por fluxos de lava com estruturas *aa* e *pahoehoe*, depósitos piroclásticos e intrusões, que petrograficamente equivalem a andesitos, basaltos subalcalinos, traquiandesitos, além de rochas que variam de tufos de fluxo de lava a lapilitos (Almeida *et al.* 2000, Wildner *et al.* 2002). É interpretado como o estágio inicial de rifteamento de uma crosta já consolidada (o supercontinente Gondwana ou plataforma Sul-Americana), que teria dado origem à abertura da Bacia do Paraná (Fragoso-César *et al.* 1999, 2000, Paim *et al.* 2000, Wildner *et al.* 2002).

De acordo com Almeida *et al.* (2005), esse vulcanismo está associado ao desenvolvimento de um sistema de *rift* NE-SW transtensivo, o hemi-graben Guaritas, consistindo em pelo menos três fluxos de lava andesíticos sucessivos, altamente vesiculados, e de aproximadamente 100 m de espessura.

Alguns autores atribuíram um caráter intrusivo para o magmatismo Rodeio Velho, sugerindo que ele é posterior aos depósitos do Grupo Guaritas (Fragoso-César *et al.* 1999, Silva Filho *et al.* 1996). Lima *et al.* (2002), porém, baseando-se em evidências de campo, como o desenvolvimento de peperitos, estruturas similares a *pillow-lavas* e outras feições, consideram que houve interação entre a lava quente e o sedimento ainda inconsolidado, e defendem, portanto, a ideia de contemporaneidade entre os eventos de vulcanismo e deposição sedimentar.

As assinaturas de elementos traço e ETR dessas rochas vulcânicas sugerem um caráter alcalino de basaltos continentais intraplaca (Almeida *et al.* 2000, 2005). A boa correlação entre pares de elementos incompatíveis indica que elas provavelmente foram formadas pelo processo de cristalização fracionada (Almeida *et al.* 2005).

Razões isotópicas iniciais baixas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, valores de ϵNd negativos, e idades modelo T_{DM} paleoproterozóicas sugerem que a origem dessas rochas está relacionada a um manto enriquecido em elementos incompatíveis e empobrecido em Sr radiogênico, provavelmente do tipo EM1 (Almeida *et al.* 2005, Chemale 2000).

1.3.4 Mineralizações

1.3.4.1 Bacia do Camaquã

As ocorrências minerais polimetálicas de Cu, Pb, Zn, Au, Ag, que ocorrem na Bacia do Camaquã têm sido pesquisadas há décadas por vários autores, e atualmente observa-se que as interpretações genéticas dos vários depósitos e prospectos apontam para uma origem hidrotermal-magmática ou epitermal, de acordo com os dados compilados apresentados abaixo.

O distrito mineiro de Lavras do Sul compreende prospectos contendo Au-Cu (\pm Pb, Zn, Ag) hospedados por rochas graníticas neoproterozóicas do Complexo Intrusivo de Lavras do Sul e por rochas vulcanogênicas da Formação Hilário (Bongiolo 2006, Bongiolo et al. 2008, Mexias *et al.* 2005). Reservas de Au foram estimadas em aproximadamente 3,5 t, 6 t e 7,5 t, para os prospectos Cerrito, Bloco do Butiá e Volta Grande, respectivamente (Bongiolo *et al.* 2008). As mineralizações ocorrem em veios e brechas de quartzo com direção preferencial N40°-70°W a E-W e em halos hidrotermais centimétricos a métricos associados (Bongiolo 2006, Bongiolo et al. 2008, Mexias *et al.* 2005). Sericita e clorita correspondem aos principais minerais secundários observados nos granitóides e nas rochas vulcanogênicas, respectivamente (Bongiolo 2006). As alterações hidrotermais identificadas na região são: potássica, propilítica, fílica e argílica intermediária (Bongiolo 2006, Bongiolo *et al.* 2008).

Os principais minerais de alteração nas zonas mineralizadas dos granitóides são quartzo, pirita e uma fase sericítica homogênea constituída por fengita, ilita e interstratificados I/S ricos em ilita (>80%). Uma zonalidade espacial e temporal, em escala regional, de oeste para leste, caracteriza tanto a fase sericítica quanto os veios de quartzo, e ambas corroboram prévias interpretações de que as zonas mais profundas do complexo granítico se situam em sua porção oeste. Fengita (\pm ilita) de granulação grossa (alteração fílica rica em fengita), cristalizada em temperaturas relativamente altas ($T_{Fen} \sim 300^{\circ}C$), predomina na fácies de borda oeste do complexo granítico e é progressivamente substituída por cristais finos de ilita e interstratificados I/S (alteração argílica intermediária), formados em temperaturas inferiores ($T_{I-S} \sim 120-200^{\circ}C$), em direção aos granitóides orientais e às rochas vulcanogênicas. Texturas de veios de quartzo indicativas de maior estabilidade são observadas a oeste, sendo superimpostas a

leste por texturas típicas de desequilíbrio em ambientes epitermais (Bongiolo, 2006; Bongiolo *et al.*, 2008).

Conforme Bongiolo *et al.* (2008), a distribuição da fase sericítica no distrito mineiro de Lavras do Sul indica que essa área corresponde a um depósito pórfiro a epitermal, controlado por fraturas, com feições de alteração por telescopagem, a leste.

Mexias *et al.* (2005) estudaram a ocorrência de ouro invisível (na estrutura da pirita) na Mina do Bloco Butiá, situada na porção oeste do Complexo Granítico de Lavras do Sul. A pirita está associada à fengita na zona de alteração fílica. Através do modelamento geoquímico da deposição de ouro nessa região, os autores chegaram à conclusão de que a diminuição da temperatura e do pH promoveram a precipitação do minério a partir de complexos de enxofre.

A Mina do Seival ocorre na região de Caçapava do Sul e corresponde a um conjunto de pequenos depósitos de Cu (Ag, Au) lavrados no passado, tendo como rochas hospedeiras vulcânicas piroclásticas e efusivas (andesitos) intrudidas por diques de andesito, pertencentes à Formação Hilário (Lopes *et al.* 2014, Reischl 1978). Suas reservas parciais estimadas variam de 15 mil a 70 mil toneladas de minério, com teor médio de Cu entre 0,6 a 2,5%. A mineralização é controlada por fraturas, brechas e falhas nos tufos e andesitos (desenvolvidas no topo das lavas andesíticas) e também ocorre na forma de bolsões disseminados. Calcocita e covelita são os minérios predominantes, enquanto bornita e calcopirita ocorrem de forma subordinada. Barita, calcita e calcedônia constituem a ganga (Reischl 1978).

Conforme Lopes *et al.* (2014), o enriquecimento dos elementos mineralizadores (Cu, Au e Ag) nos diques andesíticos sugere que eles são a fonte da mineralização. Para tais autores, o fato de os teores de Cu diminuírem com a profundidade (Reischl 1978) corrobora essa hipótese. Eles ainda sugerem, com base nos elevados teores de Cu, Zn e Ni desses diques, superiores até aos valores observados nas rochas mais hidrotermalizadas, que as principais ocorrências de Cu da Mina do Seival possuem origem magmática.

Remus *et al.* (2000b) investigaram a gênese de depósitos e prospectos de metais base (Cu, Au, Pb) que apresentam relação espacial com o Granito Caçapava, ocorrendo ao seu redor, na Formação Passo Feio. Através de dados isotópicos (Pb, S e Sr) e

geocronológicos (U-Pb em zircão SHRIMP), tais autores concluíram que há 562 ± 8 milhões de anos, fluidos provenientes do Granito Caçapava, contendo metais, percolaram as rochas sedimentares encaixantes antes da deposição do minério, fornecendo aos sulfetos depositados uma assinatura isotópica mista. Afirmam ainda que, alternativamente, a mineralização pode ter sido depositada diretamente a partir de fluidos magmáticos de assinatura mista, conforme evidência isotópica que sugere assimilação de S da Formação Passo Feio durante a colocação do Granito Caçapava.

O depósito de cobre Cerro dos Martins (DCM) está entre os maiores depósitos de metais-base do Rio Grande do Sul (Remus *et al.* 2011), e situa-se a sudeste de Caçapava do Sul. Suas reservas de minério estimadas são de 1,2 milhões de toneladas, com teor médio de 0,8% Cu (Ribeiro 1991). Segundo Toniolo *et al.* (2004), o minério consiste em um conjunto de veios de direção NW e disseminações de sulfetos de Cu hospedados pela Formação Hilário, do Grupo Bom Jardim. Calcocita e bornita são dominantes, enquanto calcopirita, pirita, galena e esfalerita ocorrem de forma subordinada. Carbonatos, quartzo, minerais argilosos, barita e rara hematita constituem a ganga da mineralização. A partir da combinação de dados petrográficos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos tais autores concluíram que o DCM teve uma origem hidrotermal-magmática. Para eles, os fluidos magmáticos-hidrotermais relacionados ao evento magmático alcalino-shoshonítico pós-colisional da Orogenia Dom Feliciano, ocorrido entre 595 e 550 Ma, lixiviaram metais-base, C e Sr do embasamento e da sequência vulcano-sedimentar encaixante e depositaram o minério em fraturas e vazios.

1.3.4.2 Minas do Camaquã

Os depósitos Camaquã e Santa Maria, que constituem as Minas do Camaquã, correspondem aos maiores depósitos de metais base hospedados pelas sequências vulcano-sedimentares neoproterozóicas da Bacia do Camaquã (Remus *et al.* 2011) e encontram-se situados no centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, encaixados em conglomerados e arenitos do Grupo Santa Bárbara. Em virtude de sua importância, já foram o alvo de pesquisa de diversos autores. Um resumo dos dados e conclusões obtidos até o momento é exposto a seguir.

No depósito Camaquã (minas São Luiz e Uruguai), o minério corresponde essencialmente a sulfetos de cobre (calcopirita, bornita e calcocita), com Au (na hematita e em veios de calcopirita) e Ag (na calcocita e bornita) como subprodutos mais

importantes. As encaixantes são principalmente conglomerados grossos e o minério filoniano predomina relativamente ao disseminado. Sua reserva de minério é de aproximadamente 30 milhões de toneladas, com teor médio de 1,05% Cu. No depósito Santa Maria a mineralização dominante é de sulfetos de Pb-Zn (esfalerita e galena), ocorrendo subordinadamente sulfetos de Cu (calcopirita, bornita e calcocita), e Ag nativa. As encaixantes são arenitos e conglomerados finos, e o minério ocorre de forma disseminada ou em veios. Sua reserva corresponde a cerca de 33 milhões de toneladas, com teor médio de 1,44% Pb e 1,06% Zn (Badi 1987, Bettencourt 1972, Remus *et al.* 2000a, Ribeiro 1991, Ronchi *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 1978a, Veigel & Dardene 1990).

Os dados isotópicos de Pb obtidos por Remus *et al.* (2000a) demonstram a existência de uma correlação entre os fluidos mineralizadores dos depósitos de Cu (Au-Ag) e Pb-Zn (Cu-Ag) das Minas do Camaquã, o que sugere a existência de uma única fonte para ambos.

Três corpos de minério, alinhados na direção N-S, constituem o depósito Santa Maria, situados nas áreas 1, 2 e 3, sendo o da Área 3 o de maior expressão (1000 m de comprimento, 200 m de largura e 100 m de espessura, aproximadamente), equivalendo a 56% do minério. A galena e a esfalerita ocorrem disseminadas nos arenitos e conglomerados ou como veios maciços cortando a sequência estratigráfica em fraturas subverticais com direção NW; a textura dominante nos minérios são intercrescimentos entre esfalerita e galena; por vezes, a galena envolve a esfalerita, noutros casos o inverso é observado, o que indica que os dois minerais cresceram simultaneamente; a calcopirita ocorre como intercrescimentos em esfalerita ou é cercada por bornita e calcocita; a pirita é mais abundante fora da área mineralizada, sendo geralmente substituída por galena e esfalerita (Badi & Gonzalez 1988, Veigel & Dardene 1990).

No depósito Camaquã, a alteração hidrotermal é observada nas margens dos veios mineralizados, correspondendo, no sentido do veio para a rocha encaixante, a silicificação, cloritização, caolinização e sulfetação - na qual está o minério disseminado (Laux *et al.* 2005). No depósito Santa Maria a principal alteração hidrotermal é ilitização, seguida de cloritização, ocorrendo ainda piritização, carbonatação, baritização e hematização (Rios 2012).

O minério do depósito Camaquã ocorre no topo da Formação Rincão dos Mouras (Conglomerado Superior; Teixeira & Gonzalez 1988). O depósito Santa Maria é hospedado pelas formações Seival (Arenito Inferior), principalmente, e Rincão dos Mouras (Conglomerado Inferior), de forma subordinada (Rios 2012).

A alteração ílítica encontra-se intimamente associada à mineralização de Pb-Zn (esfalerita e galena), e mais raramente Cu-Ag, na porção superior do depósito Santa Maria, enquanto a alteração clorítica associa-se predominantemente às mineralizações subordinadas de Cu e Cu-Au (calcopirita, bornita, e galena de forma subordinada), na parte inferior do depósito (Fig. 6) (Barros 2012, Rios 2012).

Bonhome & Ribeiro (1983) e Canarim (2013) utilizaram o método K-Ar para datar ílitas hidrotermais do depósito Camaquã, obtendo idades entre 507 ± 10 e 457 ± 11 Ma. Remus *et al.* (2000a) obtiveram a idade de 594 ± 5 Ma para o granito Lavras através do método U-Pb em zircão (SHRIMP), e a consideraram como a idade da mineralização das Minas do Camaquã. Remus *et al.* (2011) fizeram uma breve revisão de dados obtidos em trabalhos prévios sobre os principais depósitos de metais-base e Au do Rio Grande do Sul (Camaquã, Santa Maria e Cerro dos Martins) e concluíram que eles têm uma origem comum, relacionada a um evento magmático alcalino de aproximadamente 545 Ma.

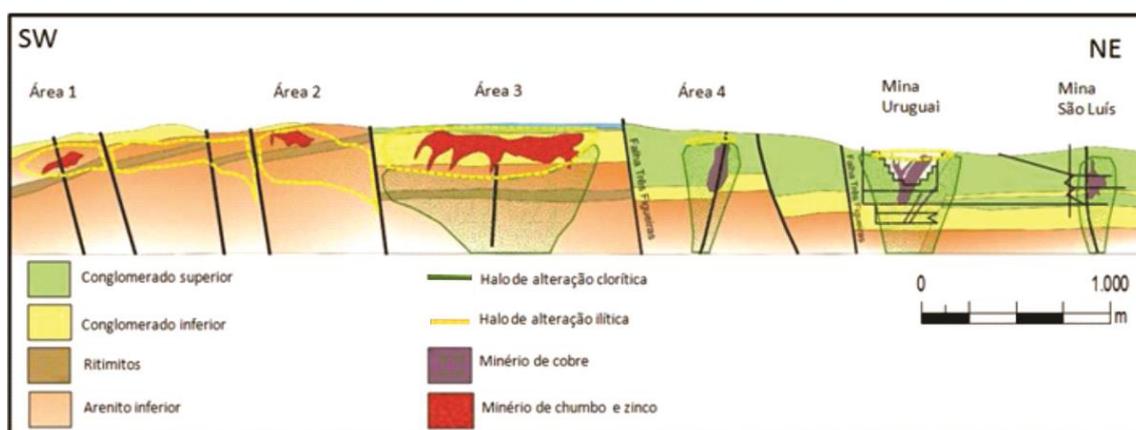


Figura 6- Modelo da alteração hidrotermal-mineralização observada nas Minas do Camaquã, elaborado pelo geólogo Júlio Cesar Souza Santos.

Fonte: Modificado de (Votorantim Metais 2011).

Ronchi *et al.* (2000) determinaram uma temperatura mínima de 220°C para a cloritização associada à mineralização Camaquã, e temperaturas de formação inferiores a 50-60°C para o quartzo e a calcita da ganga, por meio da análise de inclusões fluidas,

adotando a hipótese de um modelo epigenético com diversas fases de circulação de fluidos hidrotermais em um sistema em resfriamento.

Remus *et al.* (2000a) basearam-se nos estudos de inclusões fluidas realizados por Beckel (1992), no depósito Camaquã, e Lima *et al.* (1998), no depósito Santa Maria, assim como em novos dados geotermométricos (clorita) e isotópicos (Pb e S), para concluir que as Minas do Camaquã correspondem a um depósito magmático-hidrotermal distal, com temperatura de deposição do minério variando entre 210 e 300°C.

Após uma revisão detalhada dos principais dados e interpretações relativos ao depósito Camaquã, Laux *et al.* (2005) atribuíram-lhe uma origem hidrotermal resultante da infiltração de fluidos magmáticos distais em uma sucessão sedimentar oxidada.

Para Renac *et al.* (2014), o estudo isotópico de S, O, H e C, associado à geotermometria da clorita e à reconstrução paragenética na mina Uruguai, sugerem a ocorrência de vários pulsos mineralizantes magmáticos, em resfriamento, ricos em S e H₂O, que interagiram com fluidos meteóricos pobres em S, tendo a temperatura do sistema variado de 350 a 80°C. Tais autores classificam, portanto, o depósito Camaquã como epitermal de baixa sulfetação.

CAPÍTULO 2 ARTIGO CIENTÍFICO

ESTUDO GEOQUÍMICO E ISOTÓPICO DOS PROCESSOS METALOGENÉTICOS ASSOCIADOS AO DEPÓSITO DE Pb-Zn (Cu-Ag) SANTA MARIA, REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL, RIO GRANDE DO SUL

David Ramos Pereira^{1*}, Moacir José Buenano Macambira¹, Karen Cristina de Jesus Pires², Samuel Bouças do Lago³

RESUMO

Os depósitos Camaquã e Santa Maria, que constituem as Minas do Camaquã, correspondem aos maiores depósitos de metais base hospedados pelas sequências vulcano-sedimentares neoproterozóicas da Bacia do Camaquã, no centro-sul do estado do Rio Grande do Sul. Em virtude de sua importância econômica, tais depósitos já foram o alvo de diversos pesquisadores, com a consequente proposição de variados modelos metalogenéticos. O estudo petrográfico, geoquímico e isotópico do depósito Santa Maria permitiu classificá-lo como epitermal de sulfetação intermediária. A identificação de feições indicativas de *boiling* em uma zona mineralizada, de uma associação mineralógica com estado de sulfetação predominantemente intermediário, de alterações hidrotermais tipicamente epitermais, de uma razão Ag/Au elevada (> 100), assim como do mineral raro betekhtinite, dão suporte a essa hipótese e indicam a possibilidade de existência de um depósito porfírico em maiores profundidades na região das Minas do Camaquã ou em suas proximidades. A presença da Formação Acampamento Velho na região das Minas do Camaquã foi identificada, de forma inédita, através da datação de um *sill* andesítico, com idade de cristalização de 565 ± 5 Ma (U-Pb LA-MC-ICP-MS). Essa formação é hospedeira do minério do depósito Santa Maria e os dados de isótopos de Pb sugerem uma associação entre ambos. Essa relação já foi apontada em estudos anteriores, quando então o minério foi associado a um magmatismo alcalino de 545 ± 5 Ma (Rb-Sr). Portanto, a mineralização parece ter se desenvolvido entre 565 e 545 Ma, aproximadamente, a partir de eventos magmáticos de afinidade alcalina. Os dados isotópicos de Pb sugerem ainda uma fonte predominantemente crustal e antiga do embasamento para o Pb, e possivelmente para os outros metais, com proveniência orogênica ou mista e idade modelo de 1066 Ma, o que significa que fluidos magmáticos-hidrotermais lixiviaram os metais das rochas percoladas. O processo de precipitação do minério parece estar relacionado tanto a reações químicas com as rochas encaixantes (tamponamento) quanto à manifestação localizada de *boiling*. Em ambos os casos, sua precipitação teria sido ocasionada a partir da neutralização de uma solução hidrotermal inicialmente ácida. É possível admitir a hipótese de um depósito epitermal de sulfetação intermediária para o depósito Camaquã também. A diferença nas associações mineralógicas observadas nesses depósitos, ambas com um estado de sulfetação predominantemente intermediário, é atribuída a diferentes graus de interação dos fluidos mineralizantes com as rochas encaixantes do minério, ocasionando uma leve variação no estado de sulfetação.

Palavras-chave: Minas do Camaquã. Depósito de Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria. Mineralização epitermal. Formação Acampamento Velho. Geocronologia. Geoquímica isotópica de Pb

ABSTRACT

The Camaquã and Santa Maria deposits, which compose the Camaquã Mines, correspond to the largest base metal deposits hosted by the Neoproterozoic volcano-sedimentary successions of the Camaquã Basin, at south-center Rio Grande do Sul state. Because of their economic importance, such deposits already were targeted for many researchers, with the consequent proposition of diverse metalogenetic models. Petrographic, geochemical and isotopic data allowed classify the Santa Maria deposit as an intermediate sulfidation epithermal deposit. The identification of features that indicate boiling in the mineralized zones, a mineralogic association with dominantly intermediate sulfidation state, including the rare mineral betekhtinite, typically epithermal alterations, and the high Ag/Au ratio (> 100), give support to that hypothesis and suggest the existence of a porphyritic deposit at depth at the Camaquã Mines region or around it. The presence of rock units that belong to the Acampamento Velho Formation at the Camaquã Mines region was identified, for the first time, through the dating of an andesitic sill, which shows crystallization age of 565 ± 5 Ma (U-Pb on zircon, LA-MC-ICP-MS). This formation hosts the Santa Maria mineralization and the Pb isotopic data suggest an association between both. This relation has been appointed out in previous works, when the ore was associated to a 545 ± 5 Ma (Rb-Sr) alkaline magmatism. Therefore, the Santa Maria mineralization was probably originated between 565 and 545 millions years ago, from magmatic events of alkaline affinity. The Pb isotopic data suggest still a dominantly old crustal basement source for the Pb, and possibly for the other metals too, with orogenic or mixed provenance and model age of 1066 Ma, which means that magmatic-hydrothermal fluids leached metals from percolated rocks. The ore deposition process seems to be related both to the chemical reaction with the wallrocks (buffering) and to the located boiling manifestation. In both cases, the precipitation would have been occasionated by the neutralization of an initially acid hydrothermal solution. It is possible to admit the hypothesis of an intermediate sulfidation epithermal deposit for the Camaquã deposit as well. The difference on the mineralogic associations observed in these deposits, both with a dominantly intermediate sulfidation state, it is attributed to different interaction degrees of the mineralizing fluids with the ore wallrocks, causing little variation on the sulfidation state.

Keywords: Camaquã Mines. Pb-Zn (Cu-Ag) Santa Maria deposit. Epithermal ore. Acampamento Velho Formation. Geochronology. Pb isotope geochemistry

¹ Universidade Federal do Pará – UFPA, david.pereira@ig.ufpa.br, moamac@ufpa.br

² Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM/Superintendência do RS, UNISINOS, karen.pires@dnpm.gov.br

³ Nexa Resources, samuel.lago@vmetais.com.br

*Autor correspondente

1. INTRODUÇÃO

Os depósitos Camaquã (Cu, Au-Ag) e Santa Maria (Pb-Zn, Cu-Ag), constituintes das Minas do Camaquã, correspondem aos maiores depósitos de metais base descobertos até então nas sequências sedimentares clásticas da Bacia do Camaquã, do Neoproterozoico (Remus *et al.* 2000). Suas reservas de minério são aproximadamente 30 milhões de toneladas, com teor médio de 1,05% Cu, e cerca de 33 milhões de toneladas, com teor médio de 1,44% Pb e 1,06% Zn, respectivamente (Badi 1987, Teixeira *et al.* 1978a). Ambos depósitos estão situados próximo à cidade de Caçapava do Sul, na porção centro-sul do estado do Rio Grande do Sul, junto às coordenadas geográficas 30°47'S e 52°24'W. As rochas encaixantes desses depósitos compreendem conglomerados e arenitos das formações Seival e Rincão dos Mouras, pertencentes ao Grupo Santa Bárbara (*sensu* Fambrini 2003).

O depósito Camaquã, constituído pelas minas Uruguai (céu aberto) e São Luiz (subterrânea), é conhecido desde 1865, tendo suas atividades de lavra se desenvolvido de forma intermitente, principalmente entre os anos de 1950 e 1996 (Laux & Lindenmayer 2000, Teixeira *et al.* 1978b). Esses corpos de minério consistem em veios maciços, *stockworks* e disseminações, contendo sulfetos de Cu e Cu-Fe (calcopirita, bornita, calcocita e pirita) associados à ganga composta principalmente de quartzo, hematita, clorita, carbonato e barita; traços de Au e Ag são encontrados na estrutura cristalina dos sulfetos (Ronchi *et al.* 2000, Teixeira *et al.* 1978b, Teixeira & Gonzalez 1988).

O depósito Santa Maria de Pb-Zn (Cu-Ag), localizado 3 km a SW das minas Uruguai e São Luiz, foi descoberto em 1978 (Remus *et al.* 2000). O projeto de exploração desse depósito, conduzido pela empresa Nexa Resources, ex-Votorantim Metais, foi denominado inicialmente de Santa Maria, mas no ano de 2017 passou a ser chamado de Projeto Caçapava do Sul, encontrando-se atualmente na fase de obtenção do licenciamento ambiental, com expectativa de implantação da mina para o ano de 2020. O depósito compreende até o momento 3 (três) corpos de minério que contêm disseminações, veios, vênulas e *stringers*, e localmente zonas maciças de galena e esfalerita, com menores quantidades de pirita, calcopirita, bornita, calcocita, e cobre e prata nativos, que ocorrem em associação com minerais de ganga, com predomínio de quartzo e feldspato alcalino, como minerais detríticos, e carbonatos, hematita e argilominerais como cimentos (Badi & Gonzales 1988, Remus *et al.* 2000).

A gênese dos depósitos polimetálicos das Minas do Camaquã tem sido tema de diversas pesquisas conduzidas ao longo de décadas por uma série de pesquisadores, verificando-se que a maior parte das interpretações genéticas apontam para uma origem hidrotermal-magmática distal ou epitermal (Beckel 1992, Bettencourt 1972, Laux *et al.* 2005, Remus *et al.* 2000, Renac *et al.* 2014, Ronchi *et al.* 2000, Troian *et al.* 2009).

Neste trabalho são apresentados novos dados petrográficos, geoquímicos e isotópicos (Pb) das zonas mineralizadas nas Áreas 1, 2 e 3 do depósito Santa Maria, e geocronológicos (U-Pb LA-ICP-MS) das rochas vulcânicas hipoabissais que ocorrem intercaladas com as rochas encaixantes da mineralização. Esses dados, em conjunto, permitiram a elaboração de um modelo metalogenético para as Minas do Camaquã.

2. GEOLOGIA REGIONAL

A Bacia do Camaquã repousa sobre os terrenos ígneos e metamórficos do Escudo Sul-Riograndense, o qual registra eventos colisionais e acrescionários do Paleoproterozoico (Transamazônico) e Neoproterozoico (Brasiliano), que levaram à amalgamação da parte sudoeste do Gondwana (Babinski *et al.* 1996, Chemale *et al.* 1995). A evolução do ciclo orogênico Brasiliano na região sul do Brasil resultou na colisão entre os crátons Rio de La Plata (ocidental) e Kalahari (oriental), originando o Cinturão Dom Feliciano (Fernandes *et al.* 1992).

Magmatismo pós-colisional, cuja composição varia de shoshonítica (Associação Shoshonítica Lavras do Sul) a sódio-alcalina saturada em sílica (Formação Acampamento Velho), teria se desenvolvido entre 650 e 560 Ma, associado a mega zonas de cisalhamento (Bettencourt & Nardi 2000, Wildner *et al.* 2002).

A Bacia do Camaquã é preenchida pelas sucessões sedimentares e vulcano-sedimentares do Supergrupo Camaquã (Ediacarano-Eopaleozoico), definido por Fragoso-Cesar *et al.* (2003) e subdividido da seguinte maneira, da base para o topo: Grupo Maricá, Grupo Bom Jardim, Formação Acampamento Velho, Grupo Santa Bárbara, Suíte Rodeio Velho e Grupo Guaritas (Fig. 1). Sua espessura supera os 6000 m, e os contatos entre suas unidades são definidos por discordâncias angulares ou erosivas, resultantes de diversos episódios de subsidência tectônica. (Fambrini *et al.* 2005, Janikian *et al.* 2003).

Diferentes propostas têm sido apresentadas para a formação e evolução dessa bacia (Almeida *et al.* 2010, Brito Neves & Cordani 1991, Fernandes *et al.* 1992, Fragoso-Cesar *et al.* 2000, 2003). A interpretação dominante, porém, é de uma bacia de retroarco, relacionada aos estágios tardi- a pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro, que evolui para uma bacia do tipo *rift* nos seus estágios finais (Almeida *et al.* 2012, Borba 2006, Chemale 2000, Gresse *et al.* 1996, Paim *et al.* 2000, Oliveira *et al.* 2014).

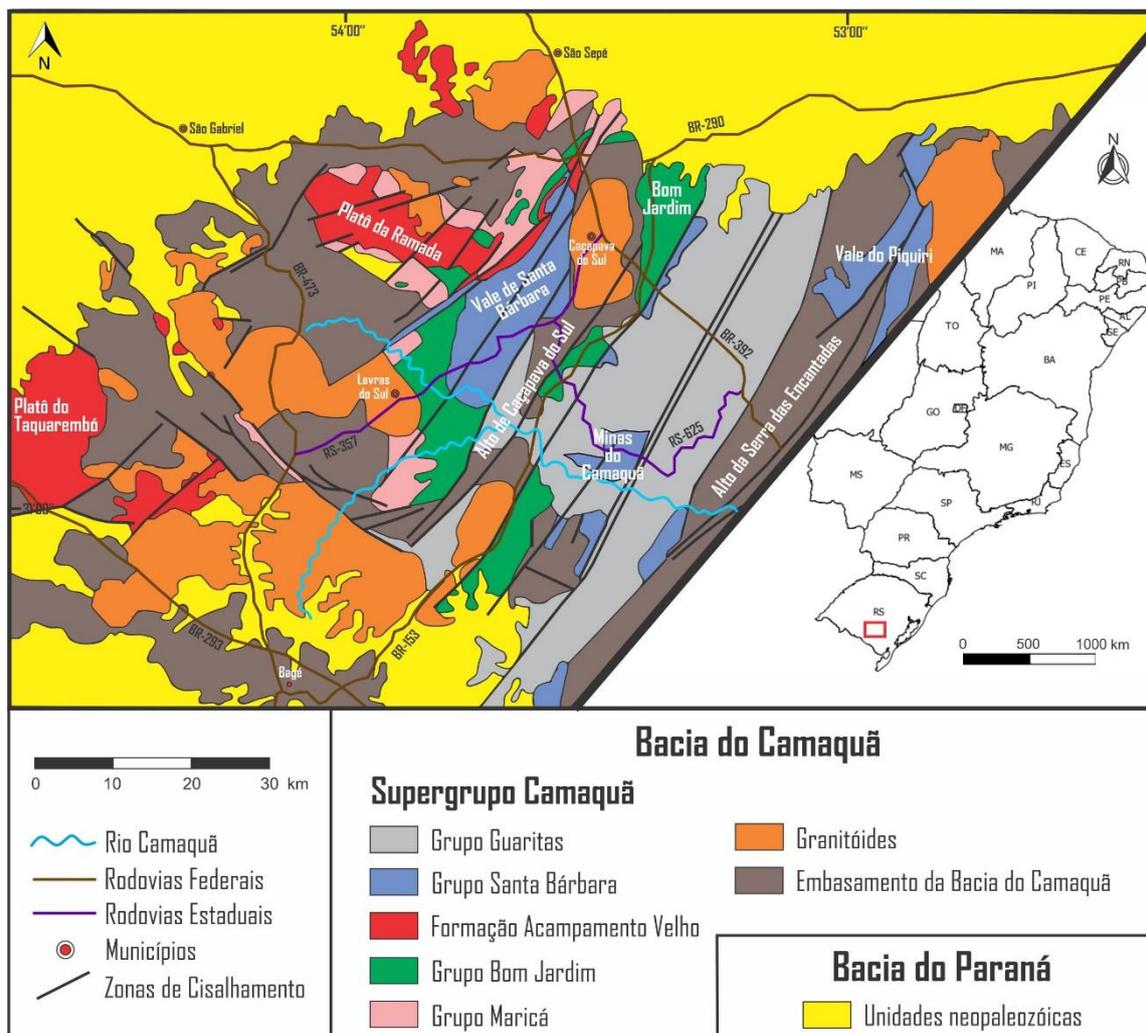


Figura 7: Mapa geológico da Bacia do Camaquã e de seu embasamento.
Fonte: Modificado de (Almeida 2005, Fragoso-Cesar *et al.* 2000).

3. GEOLOGIA DAS MINAS DO CAMAQUÃ

O Grupo Santa Bárbara (Fambrini 2003), correlacionável à Formação Arroio dos Nobres de Ribeiro *et al.* (1966), encerra a maioria das rochas sedimentares da região das Minas do Camaquã. Rochas vulcânicas andesíticas amigdaloides de cor marrom, que ocorrem como intercalações ou associadas a um falhamento regional de direção NE,

bem como diques de diabásio da Formação Serra Geral, de direção NW, constituem o magmatismo observado nessa área (Teixeira *et al.* 1978a).

O Membro Vargas, da Formação Arroio dos Nobres, foi subdividido por Teixeira *et al.* (1978a) e Gonzalez & Teixeira (1980), nos arredores das Minas do Camaquã, em cinco unidades litológicas: Arenito Inferior, Conglomerado Inferior, Arenito Intermediário, Conglomerado Superior e Arenito Superior. Fambrini *et al.* (2005) aplicaram a redefinição estratigráfica do Grupo Santa Bárbara de Fambrini (2003) a essa região e identificaram as seguintes formações (da base para o topo): Passo da Capela, Seival, Rincão dos Mouras e João Dias. A empresa Votorantim Metais (atual Nexa Resources) tem adotado essas duas classificações estratigráficas em conjunto em seus trabalhos exploratórios nessa área (Fig. 2).

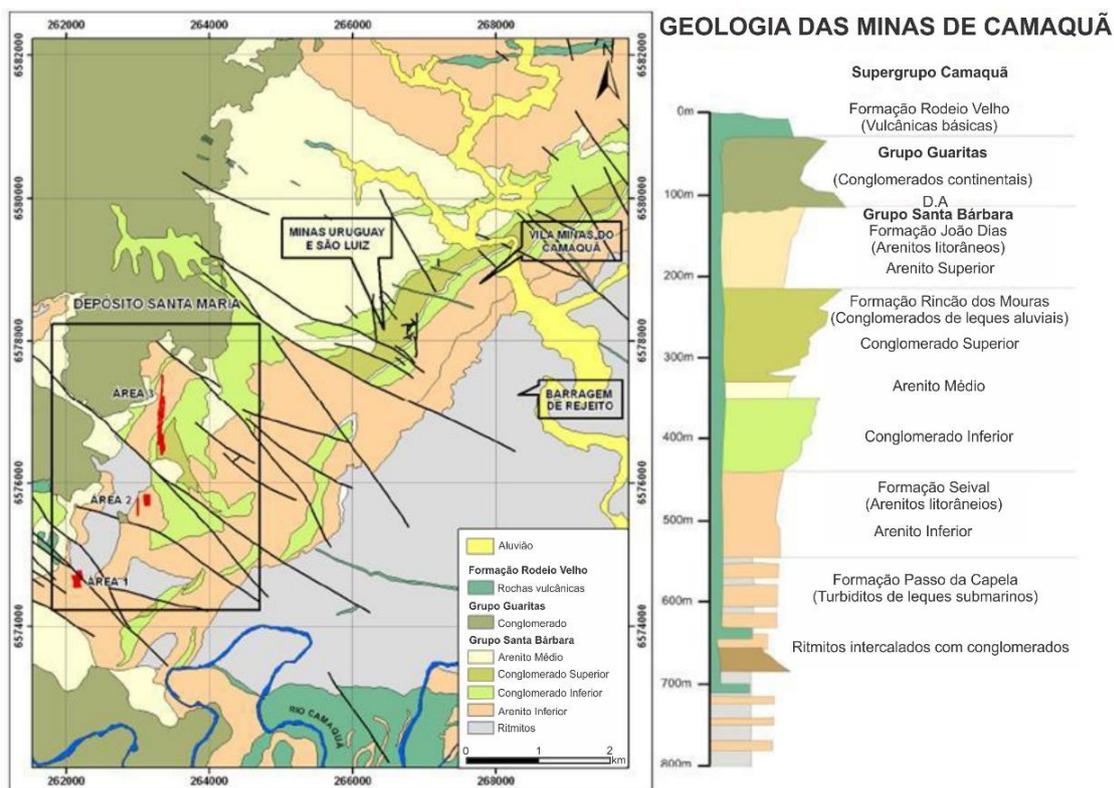


Figura 8: Mapa geológico das Minas do Camaquã.
Fonte: Votorantim Metais (2012).

Neste trabalho, à semelhança de Bicca *et al.* (2013), as rochas vulcânicas da Formação Acampamento Velho, de Ribeiro & Fantinel (1978), foram incluídas no Grupo Santa Bárbara, por considerar-se tais unidades pertencentes ao mesmo ciclo deposicional.

4. METODOLOGIA

Os três corpos de minério de Zn-Pb que compõem o depósito Santa Maria foram selecionados para estudo. Foram obtidas amostras das rochas mineralizadas e encaixantes (testemunhos de sondagem e amostras de afloramento) para descrição e análises em laboratório. Lâminas polidas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará (IG-UFPA), e descritas microscopicamente, à luz transmitida e refletida. O Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV), marca ZEISS e modelo LEO 1430, acoplado ao EDS (*Energy Dispersive X-Ray Spectrometer*) Sirius SD, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do IG-UFPA e o MEV ZEISS EVO LS 15, acoplado ao EDS X-Act SDD 10 mm² da Oxford, da Superintendência de Belém da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), foram utilizados a fim de complementar as descrições petrográfica e minerográfica. Adicionalmente, algumas dessas lâminas foram submetidas ao processo de tingimento duplo (alizarina + ferrocianeto de potássio em HCl diluído) para a identificação das diferentes fases carbonáticas existentes.

As análises de difratometria de raios-X (DRX) foram realizadas em um difratômetro X'Pert MPD-PRO PANalytical, equipado com ânodo de Cu ($\lambda=1,5406$), em intervalos de 5° a 65° (2 θ) em pó total, utilizando-se de 5 a 10 g de alíquotas previamente pulverizadas, no Laboratório de Difração de Raios-X do IG-UFPA. Os resultados foram tratados no *software Match!* e a busca por padrões de referência foi realizada no banco de dados COD (*Crystallography Open Database*) e no site <http://rruff.info/>.

Dados geoquímicos de amostras de testemunhos de sondagem, fornecidos pela empresa Nexa Resources, foram analisados de forma comparativa com os dados petrográficos para melhor entendimento da variação elemental e mineralógica característica do depósito Santa Maria. As análises foram realizadas no laboratório da ALS Minerals, na Austrália, através de ICP-AES (elementos maiores) e ICP-MS (elementos menores e traços).

O procedimento experimental para a análise de Pb em esfalerita por lixiviação seguiu as técnicas desenvolvidas por Manhès (1982), adaptadas às condições do Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do IG-UFPA, e descritas em detalhes em Galarza & Macambira (2002). O protocolo experimental descrito por esses autores

difere do que é adotado neste trabalho, porém, em um ponto: a separação cromatográfica de Pb – feita neste caso com resina de troca iônica Eichrom® Sr 50-100 µm, condicionada com HCl (2N), e não com resina Dowex AG1-X8, 200-400 mesh, condicionada com HBr (0,7N).

Menos de 0,5 mg de galena foram submetidos ao processo de dissolução total, com abertura química feita com HBr (8N) + HNO₃ (13N) + H₃PO₄. Em seguida, o resíduo gerado foi depositado em filamento para análise. Em ambos os casos de análise de Pb, o concentrado final foi analisado em espectrômetro de massa por termo-ionização (TIMS), Thermo-Fischer, modelo Triton Plus, do Laboratório Pará-Iso, e os cálculos de regressão e idade foram feitos no programa Isoplot (v.3.68) de Ludwig (2008).

O método U-Pb LA-MC-ICP-MS em zircão foi utilizado para a determinação da idade de cristalização de uma rocha vulcânica. Após o procedimento experimental para a separação dos cristais, seções polidas foram preparadas e imagens por catodoluminescência (Mono-CL) foram obtidas no LABMEV. Na etapa final, essas seções foram levadas para o Pará-Iso e colocadas juntamente com o padrão GJ-1 no MC-ICP-MS Neptune (Thermo Finnigan), onde os zircões foram analisados pontualmente através de um laser Nd:YAG, da marca CETAC e modelo LSX-213 G2 ($\lambda = 213$ nm), sob uma taxa de frequência de 10 Hz e potência de 50 a 60%, produzindo uma densidade de energia de 5-6 J/cm² e furos de aproximadamente 25 µm de diâmetro (*spot size*). Os cálculos de regressão e idade foram feitos com o programa Isoplot (v.3.68) de Ludwig (2008). Uma descrição detalhada do protocolo experimental da metodologia U-Pb em zircão por LA-MC-ICP-MS no laboratório Pará-Iso (UFPA) pode ser encontrada no trabalho de Milhomem Neto *et al.* (2017).

5. PETROGRAFIA

O estudo petrográfico foi realizado com base em amostras coletadas em afloramentos-tipo da região do Projeto Caçapava do Sul e a partir de 05 (cinco) testemunhos de sondagem. Dos cinco furos de sondagem investigados, três situam-se dentro das áreas que contêm corpos mineralizados (PCSM79-14 na Área 1, FSM 0049 na Área 2 e BRSMMD 0008 na Área 3; Figs. 3 e 4), um ocorre na região da falha Santa Maria (FSM 03), a qual limita as áreas 2 e 3 e é estéril, e um localiza-se aos arredores do depósito (FSM 81), em um sítio denominado Claudino, e também

representa uma região não mineralizada (Fig. 3). Para a caracterização detalhada da mineralogia (minerais de ganga e minerais de minério), microestruturas e texturas das rochas encaixantes e hospedeiras do minério no depósito Santa Maria foram descritas 45 lâminas delgadas polidas. Adicionalmente, 15 amostras representativas da variação litológica observada na região foram selecionadas para análise de pó total em DRX.

As unidades litológicas identificadas correspondem a rochas sedimentares das Formações Seival (Arenito Inferior) e Rincão dos Mouras (Conglomerado Inferior), intrusões rasas concordantes de andesitos da Formação Acampamento Velho e diques da Formação Serra Geral, que são descritos a seguir.

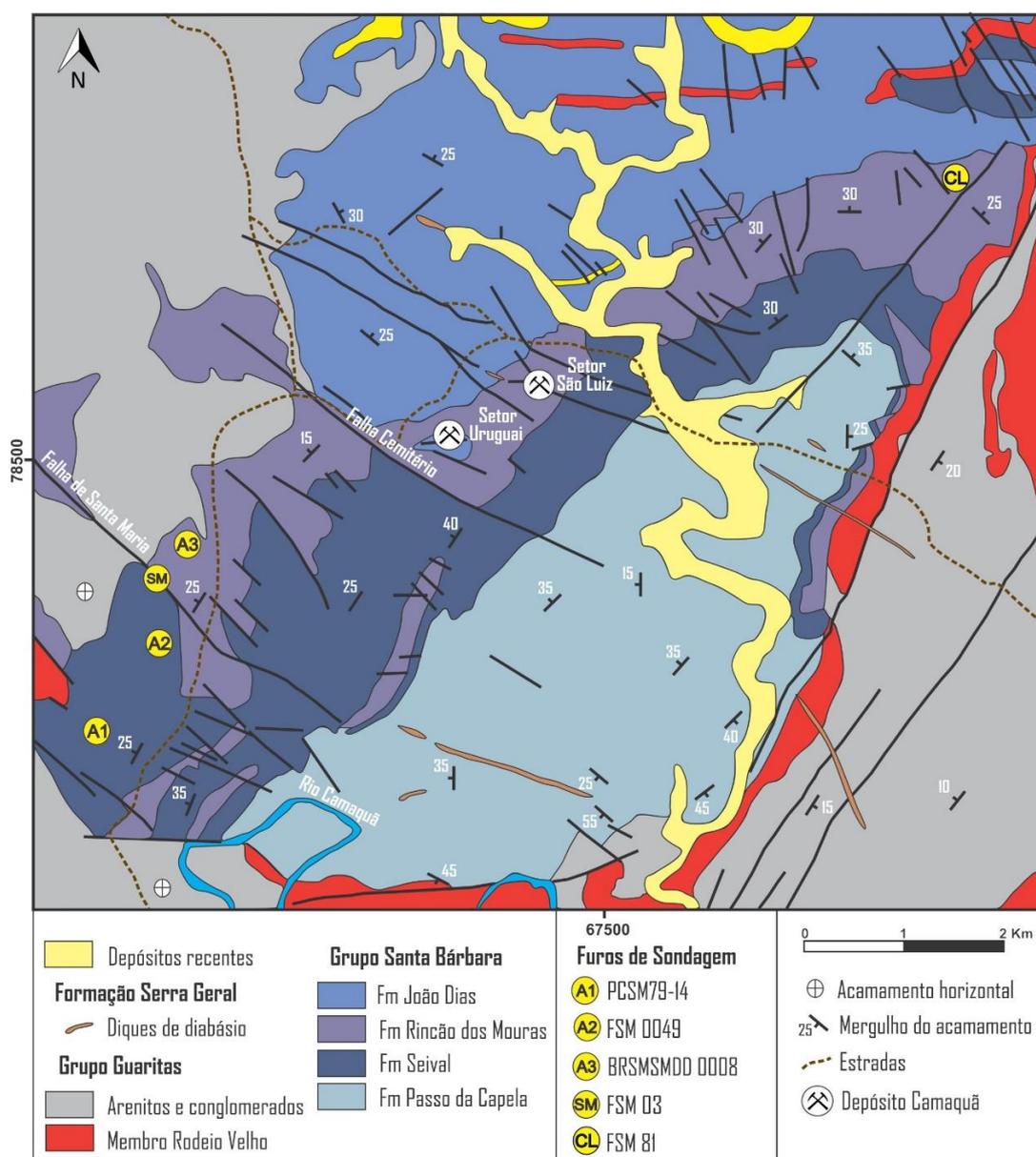


Figura 9: Mapa geológico da região das Minas do Camaquã com localização dos furos de sondagem selecionados para estudo.

Fonte: Modificado de (Badi & Gonzales 1988, Remus *et al.* 2011).

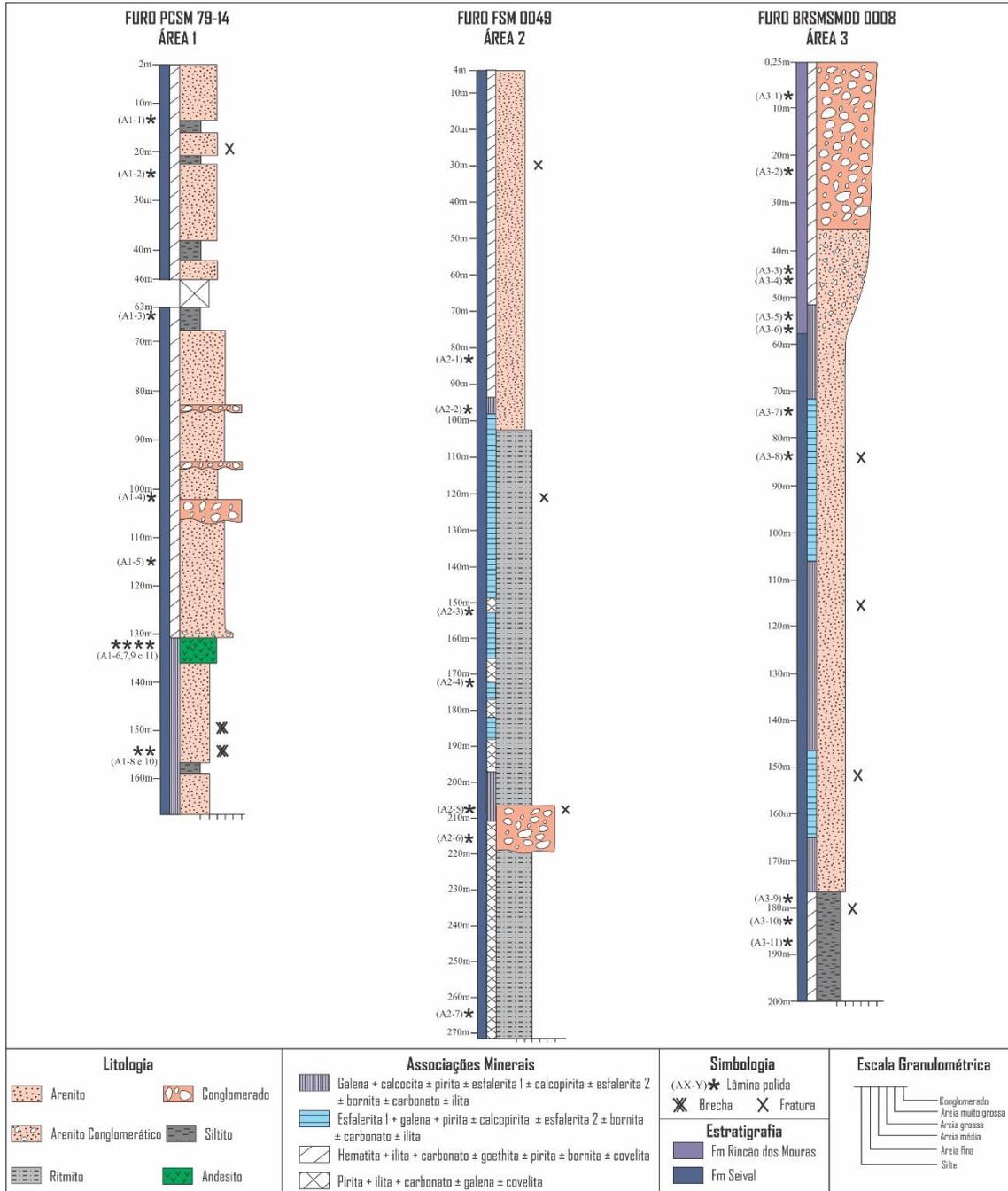


Figura 10: Perfis litológicos dos 3 testemunhos descritos situados nos corpos mineralizados do depósito Santa Maria. As associações mineralis características das zonas mineralizadas e estéreis são apresentadas. Tais perfis foram elaborados com base na petrografia e nos dados geoquímicos dos furos estudados.

5.1. Formação Seival

A Formação Seival é predominantemente formada por arenitos finos a médios, classificados como arcóseos, os quais podem apresentar intercalações rítmicas com siltitos de granulometria grossa e composição mineralógica similar, e mais raramente argilitos, além de arenitos conglomeráticos polimíticos subordinados (Fig. 4).

Essa formação hospeda os veios, vênulas, *stringers* e disseminações de minério de Pb-Zn (Cu-Ag) nas Áreas 1, 2 e 3, ocorrendo ainda junto à zona de falha Santa Maria (testemunho de sondagem FSM 03), não mineralizada (Figs. 3 e 4). Na Área 1, o intervalo mineralizado, observado no testemunho de sondagem PCSM 79-14, ocorre entre 130 e 170 m. Na Área 2 (testemunho de sondagem FSM 0049), o intervalo mineralizado se estende de 90 a 210 m de profundidade, e na Área 3 (testemunho de sondagem BRSMSMDD 0008) esse intervalo, nessa unidade, ocorre entre 60 e 175 m.

Essas rochas apresentam cores vermelha, laranja ou branca, e estão localmente brechadas, com grau de oxidação moderado a intenso nas zonas não mineralizadas (Fig. 4). Os arenitos e siltitos são bem selecionados, com estratificação/laminação plana e mais raramente estratificação cruzada tabular (em alguns casos com filmes de argila nos foresets). Quanto ao grau de empacotamento, de acordo com a classificação de Kahn (1956), apresentam arcabouço predominantemente fechado (índice de empacotamento médio- IE_m -de 65%), e subordinadamente normal ($IE_m=45\%$). São constituídos de grãos angulares a arredondados de quartzo, ortoclásio, microclina, muscovita e fragmentos de rocha vulcânicos, graníticos, xistosos, areníticos e de ardósia ou folhelho. Como minerais-traço ocorrem biotita, zircão, rutilo, magnetita e apatita. Sua porosidade é baixa (1%) a ausente, e tanto o espaço intergranular quanto as fraturas estão preenchidos por carbonato e/ou ilita, que também substituem, de forma parcial, o quartzo, a muscovita e os fragmentos de rocha, e de forma mais intensa, o ortoclásio e a microclina.

Três tipos de carbonato foram identificados nas rochas dessa unidade por meio das análises de MEV-EDS e tingimento duplo. A anquerita, mais abundante, com uma composição variável de 4 a 15% de Fe, 3 a 9% de Mg e 1 a 4% de Mn, é microespática e ocorre nos interstícios dessas rochas, por vezes em associação com o minério (galena e esfalerita). A siderita é magnésiana (3 a 9% Mg), pode conter Mn também (1,5 a 5%), e ocorre de maneira similar, porém também forma veios em arenitos e siltitos brechados em associação com a galena, distinguindo-se ainda por seu maior grau de oxidação. A calcita apresenta uma pequena quantidade de Fe (0,1 a 0,9%) e Mg (0,05 a 0,2%), pode ser manganésifera (0,1 a 2,0%), também preenche os espaços intergranulares e fraturas, e raramente ocorre em associação com a esfalerita em veios. É substituída pelos demais carbonatos, o que pode explicar a sua escassez nos locais mineralizados. A ilita substitui

parcialmente ao carbonato, e ambos ocorrem tanto nas zonas mineralizadas quanto nas zonas de alteração.

Galena é o minério predominante nas Áreas 1 e 2, podendo ocorrer entre os grãos do arcabouço, em cavidades nos K-feldspatos, ou de forma concentrada em fraturas ou brechas, nas quais substitui os carbonatos ferrosos (Figs. 5a e b). Apresenta intercrescimento com esfalerita, calcopirita, calcocita e bornita (Figs. 5c a e). A covelita ocorre de forma pontual, intercrescida com a calcocita, preferencialmente, e com a bornita. A esfalerita é mais abundante do que a galena na porção inferior da Área 3 (abaixo dos 70 m de profundidade no furo BRSMSMDD 0008), onde veios localizados de esfalerita, galena, pirita e calcita foram identificados. A galena é eventualmente envolvida por esfalerita, podendo apresentar bordas côncavas, o que sugere substituição parcial.

Um mineral exótico e raro de forma irregular, com cor cinza creme e anisotropia marrom médio, também ocorre intercrescido com galena, contendo calcocita em suas bordas (Fig. 5f). Corresponde à betekhtinite, identificada através de suas características texturais e composição química (Markham & Ottemann 1968; Tab. 1). Trata-se de um sulfeto de Cu, Pb e Fe comumente associado aos minerais galena, esfalerita, calcocita, calcopirita, bornita, tenantita e enargita (Bogdanov & Popov 2003, Markham & Ottemann 1968), já observado em depósitos de Cu do tipo epitermal de sulfetação intermediária (depósito Elshitsa; Bogdanov & Popov 2003) e alta (depósito Radka; Kouzmanov *et al.* 2004).

Dois tipos de esfalerita são observados (Figs. 5c e d). Sp1 apresenta cor cinza médio, é opaca à luz natural e isotrópica à luz refletida; Sp2 possui a mesma cor de Sp1 (são indistinguíveis sob nicóis paralelos à luz refletida), porém é semiopaca e anisotrópica, com reflexos internos amarelados, e apresenta várias pequenas inclusões minerais. Ambas apresentam essencialmente a mesma composição química, sendo pobres em FeS (1 mol% em média).

Pirita ocorre comumente de forma pontual, em cristais isotrópicos a anisotrópicos quanto à forma, que por vezes são parcialmente substituídos por galena. Apresenta-se em maior quantidade em regiões intensamente ilitizadas e não mineralizadas, em rochas finas (siltitos ou arenitos muito finos). A calcopirita também

ocorre disseminada em cristais anisotrópicos, em alguns casos substituídos parcialmente por bornita e covelita.

A ocorrência de ilita em associação com pirita, somada à presença localizada de quartzo euédrico em poros e fraturas, indica a ocorrência de alteração sericitica dominada por ilita, típica de depósitos epitermais (Heald *et al.* 1987, Hedenquist *et al.* 2000, White & Hedenquist 1995).

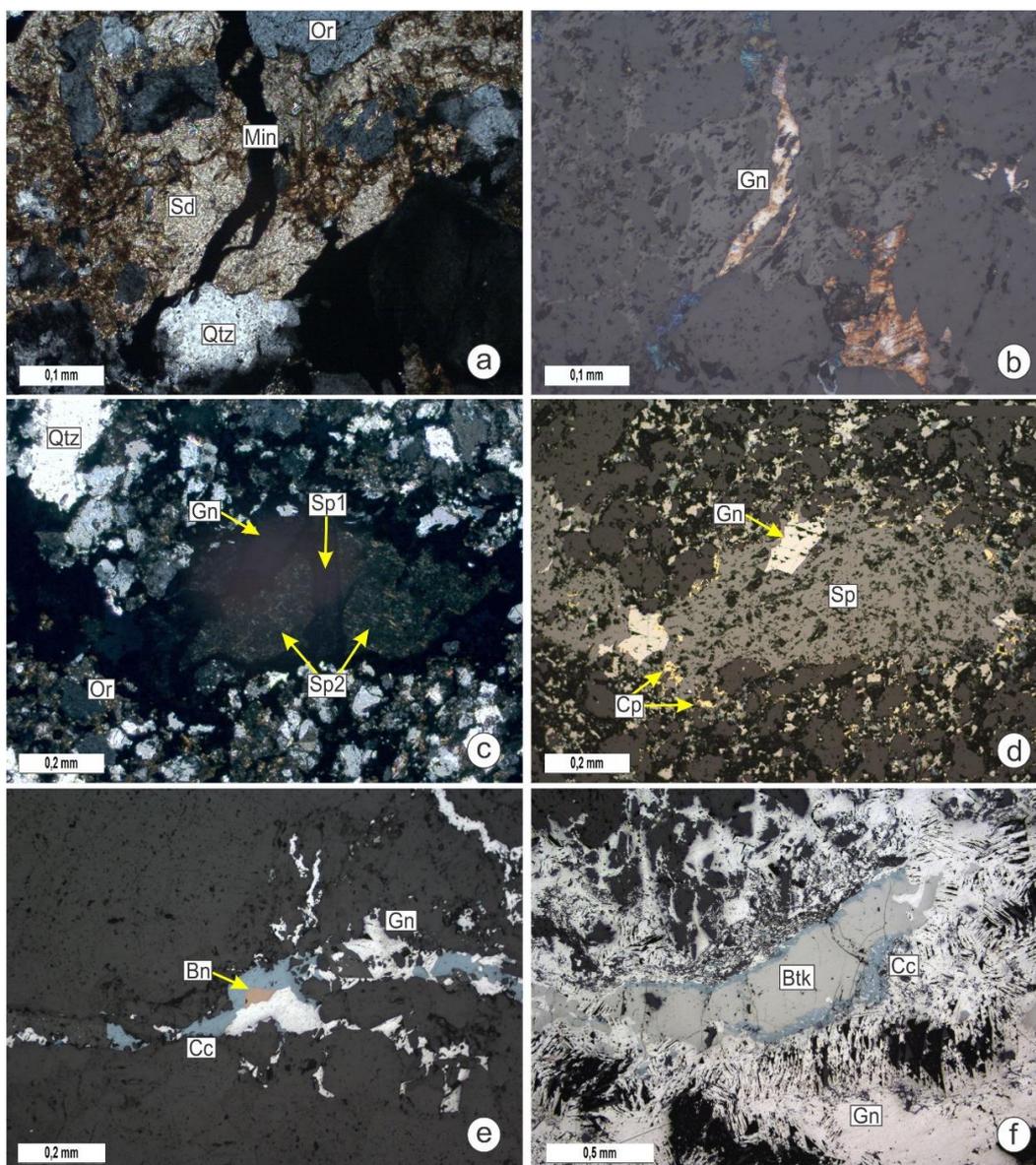


Figura 11: Feições dos intervalos mineralizados do depósito Santa Maria na Formação Seival (testemunhos PCSM 79-14, FSM 0049 e BRSMMSDD 0008); a) e b) siderita (Sd) sendo substituída por vênula de galena (Gn; oxidada) em arenito brechado hidrotermalmente (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); c) e d) esfalerita 1 (Sp1) e 2 (Sp2), galena e calcopirita (Cp), em intercrescimento, preenchendo fratura (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); notar o caráter indiferenciado de Sp1 e Sp2 à luz refletida, sob n//; e) intercrescimento de galena, bornita (Bn) e calcocita em região brechada (luz refletida, sob n//); f) betekhtinite (Btk) intercrescida com galena e contendo calcocita em suas bordas (luz refletida, sob n//). Min – Minério; Or – Ortoclásio; Qtz – Quartzo; Sp - Esfalerita.

Tabela 1: Comparação da composição química do mineral betekhtinite encontrado no depósito Santa Maria e no Monte Lyell, Tasmânia (Markham & Ottemann, 1968), em wt%. Os valores referentes ao depósito Santa Maria foram obtidos no MEV-EDS do LABMEV (UFPA).

Elemento	Depósito	
	Santa Maria	Mt Lyell
Cu	56,3	59,0
Pb	21,9	17,3
Fe	2,6	2,7
S	19,2	20,6

5.2. Formação Rincão dos Mouras

A Formação Rincão dos Mouras é constituída essencialmente por conglomerados avermelhados a esbranquiçados, polimíticos, com seixos a matacões, subarredondados a subangulosos, de gnaiss, granitóide, vulcânica máfica, arenito, quartzo e k-feldspato. Localmente, intercalados com o conglomerado, ocorrem níveis de arenito grosso a conglomerático laminado, e de argilito a siltito laminado vermelho escuro. Essa unidade apresenta gradação inversa, caracterizada pelo predomínio de conglomerado no topo e de arenito conglomerático feldspático na base, fraturamento localizado, e ocorre na parte superior do testemunho da Área 3 e da falha Santa Maria, atingindo o limite máximo de 60 a 70 m de profundidade (Fig. 4). O grau de oxidação nessa unidade é inferior ao observado na Formação Seival. Rutilo, zircão e muscovita são minerais acessórios, enquanto carbonato e/ou ilita, da mesma forma como ocorre na Formação Seival, preenchem os espaços intergranulares, as fraturas, e substituem os grãos das rochas.

Os mesmos carbonatos identificados na Formação Seival também ocorrem nessa unidade. A calcita corresponde ao carbonato dominante, ocorrendo ao longo de toda a unidade, enquanto anquerita e siderita ocorrem de forma pontual.

Pirita oxidada e hematita ocorrem associadas à ilita em uma zona estéril, alguns metros acima da mineralização.

A ilita ocorre em maior abundância do que o carbonato e substitui mais intensamente as rochas em regiões mais fraturadas, nas zonas de alteração próximas às áreas mineralizadas, sendo possível observar em alguns casos uma associação do tipo muscovita-ilita (*cf.* Renac *et al.* 2014).

Na porção inferior dessa unidade (abaixo dos 50 m de profundidade no furo BRSMDD 0008), ocorre intervalo mineralizado constituído predominantemente por galena ± esfalerita 2 ± pirita (Figs. 4). Galena preenche os interstícios da rocha, além de cavidades e microfraturas nos grãos de K-feldspato (Figs. 6a e b). Ela envolve os cristais de quartzo euédrico, formando contatos retos com ele, e substitui parcialmente aos minerais ilita e calcita. Esfalerita 2 ocorre de forma pontual, em intercrescimento com galena (Figs. 6c e d), enquanto pirita está disseminada e também é substituída parcialmente por galena (Fig. 6d).

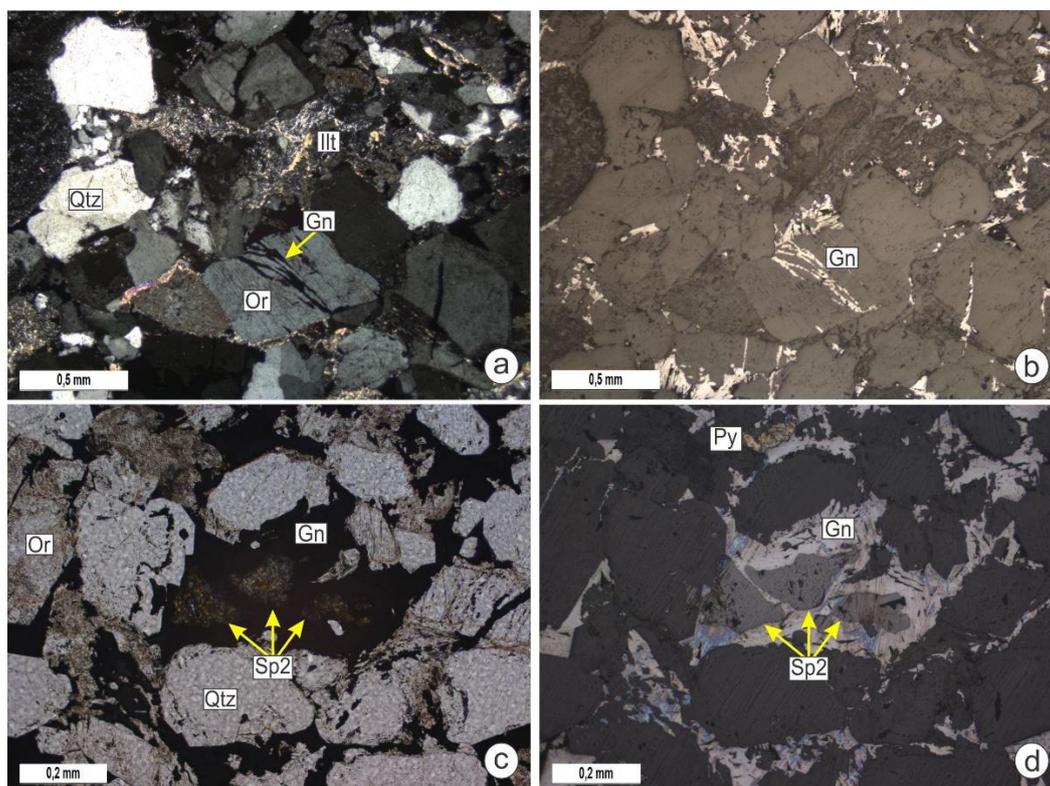


Figura 12: Feições dos intervalos mineralizados do depósito Santa Maria hospedados em unidades da Formação Rincão dos Mouras (testemunho BRSMDD 0008) ; a) e b) Galena (Gn) e ilita (Ill) preenchendo os espaços intergranulares de um arenito microconglomerático e substituindo aos grãos do arcabouço (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); c) e d) Intercrescimento de galena e esfalerita (Sp2) e substituição parcial de pirita (Py) por galena nos interstícios de arenito microconglomerático (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente). Or – Ortoclásio; Qtz – Quartzo.

5.3. Formação Acampamento Velho

A Formação Acampamento Velho é representada por intrusões rasas de andesitos que ocorrem intercalados com os depósitos sedimentares (*sills*), tanto na Formação Seival quanto na Formação Rincão dos Mouras. Em função do contexto diverso em que ocorrem (região mineralizada e estéril, respectivamente), os mesmos são descritos a seguir, separadamente.

O andesito observado na Formação Seival ocorre intercalado com arenitos ao longo de aproximadamente 4 m do furo PCSM 79-14 (Fig. 4). Corresponde a 3 (três) camadas de coloração rosada com aproximadamente 1 m, 50 cm e 30 cm de espessura, de granulação fina, compostas por cristais tabulares de plagioclásio de tamanho variável entre 0,1 a 0,4 mm, imersos em vidro vulcânico de cor marrom com tonalidades variáveis, localmente esbranquiçado. Essas camadas são vesiculares/amigdaloidais, venuladas, e estão intensamente alteradas. Fenocristais de minerais ferromagnesianos (piroxênio e anfibólio) foram inteiramente substituídos. Cristais de rutilo e apatita ocorrem de forma disseminada.

As vesículas/amígdalas (submilimétricas a centimétricas) são arredondadas ou alongadas, orientadas, e estão preenchidas pelos minerais de ganga ilita, anquerita, siderita, quartzo, calcedônia, ferroaluminoceladonita e pelos minerais de minério galena, esfalerita e calcocita (Figs. 7a e b). As vênulas (submilimétricas a centimétricas) são compostas pelos mesmos minerais, com predomínio de galena. Observa-se que as vesículas/amígdalas são maiores e mais frequentes nas camadas basais, estéreis, nas quais o quartzo e a calcedônia são predominantes, enquanto a camada superior apresenta-se mineralizada e mais venulada.

Adulária foi identificada através dos métodos MEV-EDS e DRX (Fig. 8). Ela ocorre em associação com ilita, substituindo os cristais de plagioclásio (Fig. 7c). O processo de alteração hidrotermal extremamente intenso nas amostras estudadas impediu a determinação da composição original do plagioclásio. O vidro vulcânico é substituído localmente por adulária e por galena, e de forma pervasiva por óxido/hidróxidos de ferro.

A presença da paragênese adulária \pm ilita \pm quartzo como minerais de alteração sobre a rocha vulcânica andesítica mineralizada reforça a hipótese de gênese epitermal já apresentada por outros autores (Laux *et al.* 2005, Renac *et al.* 2014), pois corresponde a uma associação mineral distintiva de depósitos do tipo adulária-sericita (Heald *et al.* 1987). Ademais, a substituição seletiva de plagioclásio por adulária sugere a existência de veios de quartzo epitermais mineralizados nas proximidades, já que essa feição de alteração usualmente restringe-se às zonas de alteração proximal desses veios em depósitos epitermais (Heald *et al.* 1987, Steiner 1970).

A origem da adulária e dos minerais de minério em sistemas epitermais é comumente atribuída ao aumento de alcalinidade da solução resultante de *boiling* e exsolução de CO₂ e H₂S, em altas temperaturas (~260°C), o que promove a rápida precipitação do minério e torna a adulária mais estável do que a ilita (Browne & Ellis 1970, Steiner 1970, White & Hedenquist 1995). Evidência adicional de *boiling* foi identificada em feições texturais de quartzo (criptocristalino) dos tipos coliforme e plumosa (Fig. 7d), características de depósitos epitermais (Dong *et al.* 1995, Hedenquist *et al.* 2000, Moncada *et al.* 2012).

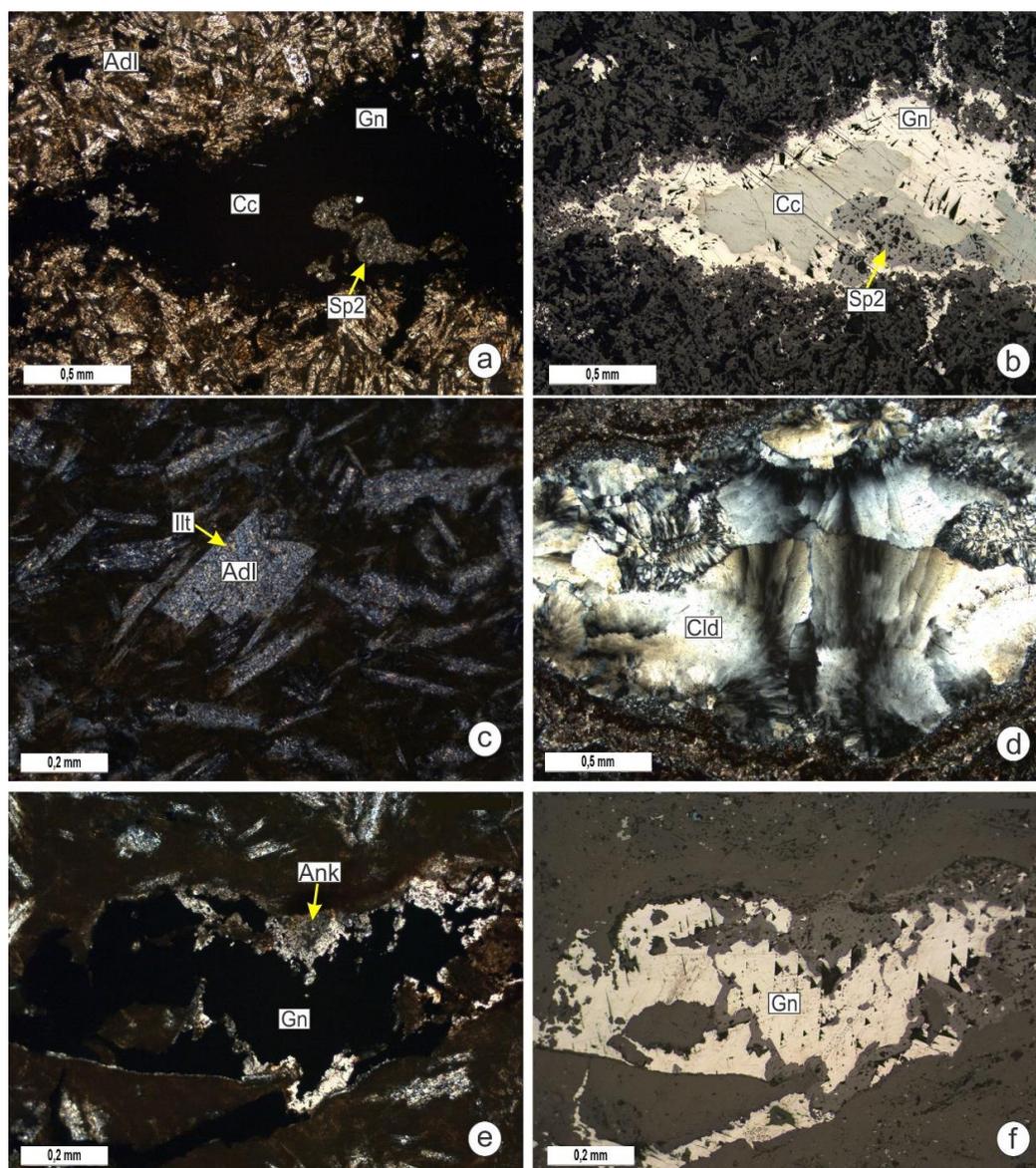


Figura 13: Feições características do andesito da Formação Acampamento Velho intercalado com as rochas sedimentares da Formação Seival (testemunho PCSM 79-14); a) e b) intercrescimento de galena (Gn), calcocita (Cc) e esfalerita (Sp2) em amígdala alongada (luz transmitida, sob n//, e luz refletida, sob n//, respectivamente); c) plagioclásio substituído por adulária (Adl) e ilita (Ill) (luz transmitida, n+); d) calcedônia (Cld), com texturas coliforme e plumosa em amígdala (luz transmitida, n+); e) e f) anquerita (Ank) substituída (sinais de corrosão em suas bordas) por galena em amígdala (luz transmitida, sob n+, e luz refletida, sob n//, respectivamente).

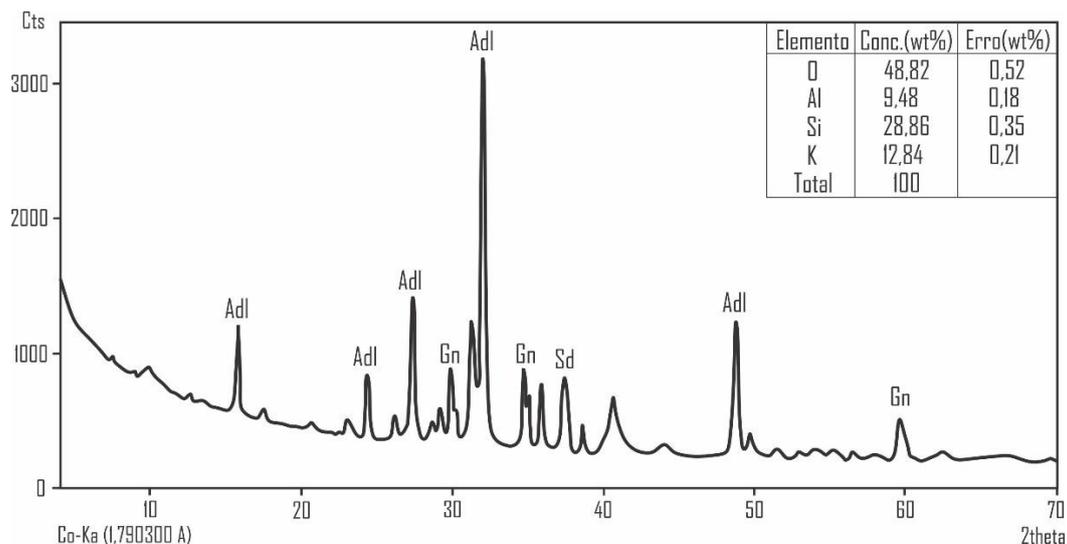


Figura 14: Difratoograma de raios-X, gerado pela análise em pó total de uma amostra do andesito intercalado com as rochas sedimentares da Formação Seival, que permitiu a identificação do mineral adulária. A composição química deste mineral, obtida no MEV-EDS da CPRM, e seus erros analíticos (ambos em wt%), são apresentadas no canto superior direito da imagem. Adl=Adulária; Gn=Galena; Sd=Siderita

A calcita é um constituinte comum da ganga em veios epitermais de quartzo e adulária (Hedenquist *et al.* 2000, Moncada *et al.* 2012, White & Hedenquist 1995). O que se observa, porém, em associação com esses minerais e com os minerais de minério nas camadas andesíticas é a presença de carbonatos ferrosos (anquerita e siderita). Provavelmente isto seja devido ao enriquecimento em Fe do fluido hidrotermal ao percolar e lixiviar a sucessão sedimentar oxidada da Formação Seival (Laux *et al.* 2005).

A galena é o minério predominante, ocorrendo nas amígdalas e vênulas. Pode apresentar intercrescimento com esfalerita, calcocita e bornita (Figs. 7a e b). Covelita substitui pontualmente a calcocita. Calcopirita e pirita ocorrem de forma disseminada, sendo essa última substituída parcialmente por galena.

Nas amígdalas, a galena pode ser precedida por ilita ou anquerita/siderita, as quais ocorrem nas bordas dessas feições estruturais e são substituídas de forma fraca ou intensa, respectivamente, pela mesma (Figs. 7e e f). A anquerita e a siderita (principalmente) podem estar tingidas de vermelho, em função de uma alteração ferruginosa, e, em geral, apresentam-se em equilíbrio com a ilita, podendo, porém, ser levemente substituídas por ela.

Feições de interação entre rochas vulcânicas e sedimento inconsolidado foram identificadas nos contatos superiores das camadas andesíticas. Tratam-se de clastos

vulcânicos milimétricos a centimétricos, predominantemente alongados, globulares ou estirados, e subordinadamente com morfologia mista (margens angulares e fluidais), imersos em matriz sedimentar micro-para-conglomerática, diques clásticos de injeção, vesículas nos clastos andesíticos preenchidas por sedimento, e vesículas na rocha sedimentar (Fig. 9). Os clastos ocorrem concentrados em uma faixa paralela a uma das camadas, com espessura de 1 cm aproximadamente, e de forma dispersa acima da mesma, a até alguns centímetros de distância. A associação dessas feições permitiu a identificação de um peperito fluido ou globular (Busby-Spera & White 1987, Martin & Németh 2007, Skilling *et al.* 2002).

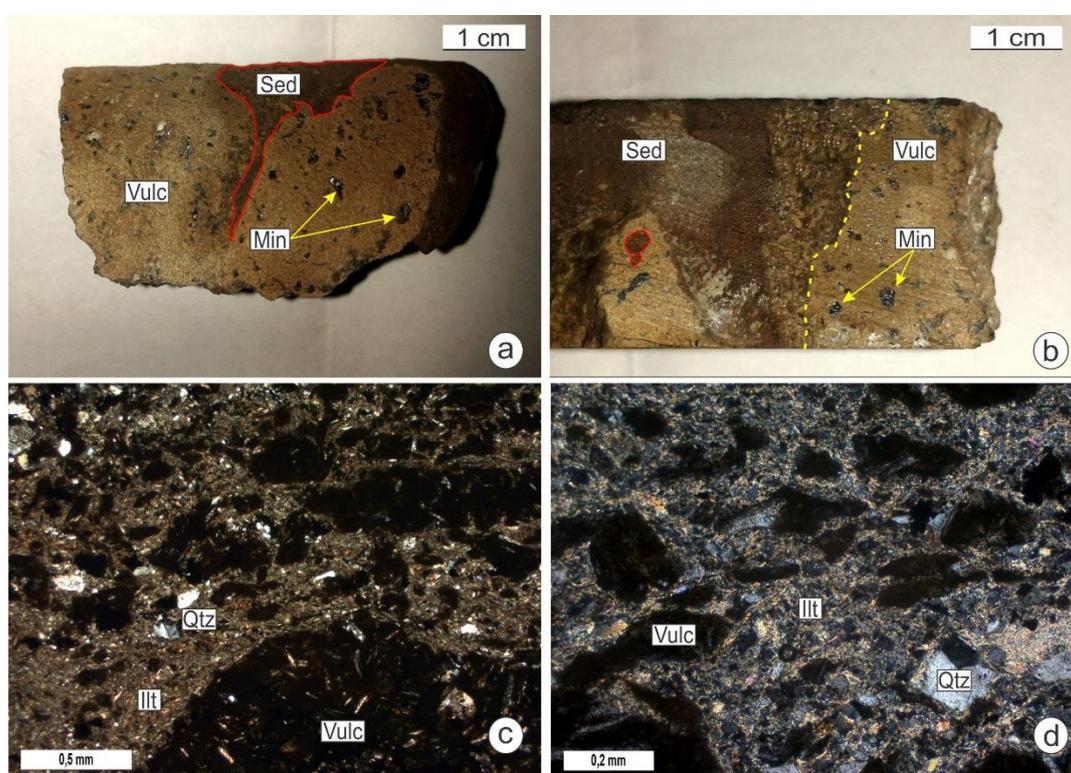


Figura 15: Feições características de interação observadas no contato andesito (base)-rocha sedimentar (topo) ao longo do testemunho PCSM 79-14; a) dique clástico de injeção (destacado em vermelho) observado em testemunho; b) vesícula na rocha andesítica preenchida por sedimento (destacada em vermelho); a linha amarela tracejada indica o limite aproximado vulcânica-sedimento); c) e d) clastos vulcânicos milimétricos predominantemente alongados, globulares ou estirados, imersos em matriz sedimentar (luz transmitida, sob n// e n+, respectivamente). Min – Minério; Vulc – Vulcânica; Sed – Rocha sedimentar; Illt – Illita; Qtz – Quartzo.

A origem desse peperito provavelmente relaciona-se a um processo de fluidização do sedimento promovido pelo intenso aquecimento da água contida entre os poros, devido à atividade magmática, o que teria promovido a mistura de sedimento e clastos juvenis (Busby-Spera & White 1987, Skilling *et al.* 2002, Martin & Németh 2007). O *sill* que ocorre associado à Formação Rincão dos Mouras está situado aos

arredores dos depósitos Santa Maria e Camaquã, aflorando a aproximadamente 10 km e 7 km a NE, respectivamente (Fig. 3), em um sítio denominado Claudino. As amostras dessa unidade foram coletadas tanto em afloramento quanto em furo de sondagem (FSM 81; cerca de 20 m de profundidade). Corresponde a uma rocha de cor cinza escuro, porfirítica, intersertal, vesicular/amigdaloidal, levemente fraturada, muito alterada, cujos pórfiros são cristais colunares subédricos de plagioclásio, de tamanho variável entre 0,7 e 1,2 mm. A matriz é constituída essencialmente por ripas de plagioclásio com pequena quantidade de vidro vulcânico entre elas, além de rutilo, zircão e ilmenita esquelética, que ocorrem como minerais acessórios. Calcopirita ocorre de forma disseminada.

As vesículas são milimétricas e estão preenchidas por aglomerados de diminutos cristais de quartzo, cristais fibro-radiados de zeólitas, hematita, carbonato (calcita, anquerita e siderita) e clorita (chamoisita). Quartzo e hematita formam vênulas milimétricas a centimétricas.

O plagioclásio está intensamente albitizado, sendo substituído ainda por calcita, siderita, anquerita, chamoisita, e, de forma pontual, por K-feldspato e hematita. O vidro vulcânico também está cloritizado, carbonatado e com intenso grau de oxidação (hematita e ulvoespínélio).

Observa-se um grau decrescente de intensidade da hematitização com a profundidade. Em regiões mais alteradas por hematita, próximas à superfície, o plagioclásio está mais carbonatado (calcita) e todas as vesículas encontram-se preenchidas, nas quais as zeólitas apresentam-se mais desenvolvidas. Adicionalmente, quartzo só é observado nas vesículas nestas regiões, preenchendo as maiores existentes.

A caracterização petrográfica e, principalmente, a idade U-Pb obtida para essa rocha neste trabalho (565 ± 5 Ma) indicam que ela pertence à Associação Máfica Inferior da Formação Acampamento Velho (Almeida *et al.* 2002, Almeida *et al.* 2012, Janikian *et al.* 2008, 2012, Sommer *et al.* 2005). O mesmo pode ser inferido relativamente à rocha vulcânica da Área 1 (Ver Capítulo 7).

O caráter essencialmente estéril do *sill* andesítico em questão (que o contrasta marcadamente com o andesito mineralizado da Área 1) pode estar associado à intensa oxidação observada, favorecida por sua proximidade à superfície.

Embora a ocorrência de feições de interação do tipo vulcânica-sedimento inconsolidado na Formação Seival sugira estar-se lidando com a Formação Rodeio Velho, conforme prévias caracterizações petrográficas (*e.g.* Lima *et al.* 2002), a comparação entre a idade de cristalização do andesito que ocorre na Formação Rincão dos Mouras (565 ± 5 Ma) e a idade máxima de deposição para o Grupo Santa Bárbara na região das Minas do Camaquã (566 ± 7 Ma; Bicca *et al.* 2013; 568 ± 6 Ma; Oliveira *et al.* 2014), revela a contemporaneidade desses eventos, fator essencial para a presença dessas feições.

5.4. Formação Serra Geral

Aflorando na região da Falha Santa Maria, no limite entre as áreas 2 e 3, a Formação Serra Geral corresponde a diques de andesitos/basaltos que cortam os arenitos da Formação Seival, identificados no furo FSM 03 (Fig. 3). São rochas vulcânicas vesiculares/amigdaloidais, intergranulares, alteradas, moderadamente fraturadas, e com grande quantidade de xenólitos e xenocristais (Fig. 10). Sua composição mineralógica é dada essencialmente por labradorita e augita, ambos com tamanho variável entre 0,07 e 0,28 mm, e subordinadamente por ulvoespinélio, magnetita e calcopirita, que ocorrem de forma disseminada.

A labradorita predomina na rocha, na forma de ripas, enquanto a augita ocorre entre as mesmas em quantidade considerável (Fig. 10a). Mn-Calcita gera pseudomorfos de augita, além de substituir pontualmente a matriz e preencher vesículas e vênulas (Fig. 10b). Um mineral esverdeado/amarronzado fino (saponita) substitui pervasivamente a rocha, substituindo a labradorita, a augita e seus pseudomorfos, e a matriz. Adicionalmente, preenche parcial a totalmente as vesículas (Fig. 10b). Quartzo ocorre localmente na forma de veios e vênulas.

Os xenocristais correspondem a cristais de quartzo arredondados, fragmentados, policristalinos, com embaixamentos e extinção ondulante (Fig. 10c). Os xenólitos, milimétricos a decimétricos, de forma angular a arredondada, apresentam, em geral, composição e textura graníticas (Fig. 10d). Porém, é possível identificar também xenólitos de vitrófiros com textura esferulítica (Figs. 10e e f), constituídos por quartzo e sanidina, que ocorrem tanto como fenocristais quanto como cristais aciculares arrançados concêntricamente nas regiões esferulíticas. Os fenocristais de quartzo são muito similares aos xenocristais. Coronas de reação formadas por augita, parcial a

totalmente substituída por saponita, podem envolver os xenocristais e xenólitos (Figs. 10c e d).

Tal descrição petrográfica permitiu correlacionar esses diques de andesito/basalto, bem como o xenólito de vitrófiros esferulíticos à Formação Serra Geral (Umann *et al.* 2001).

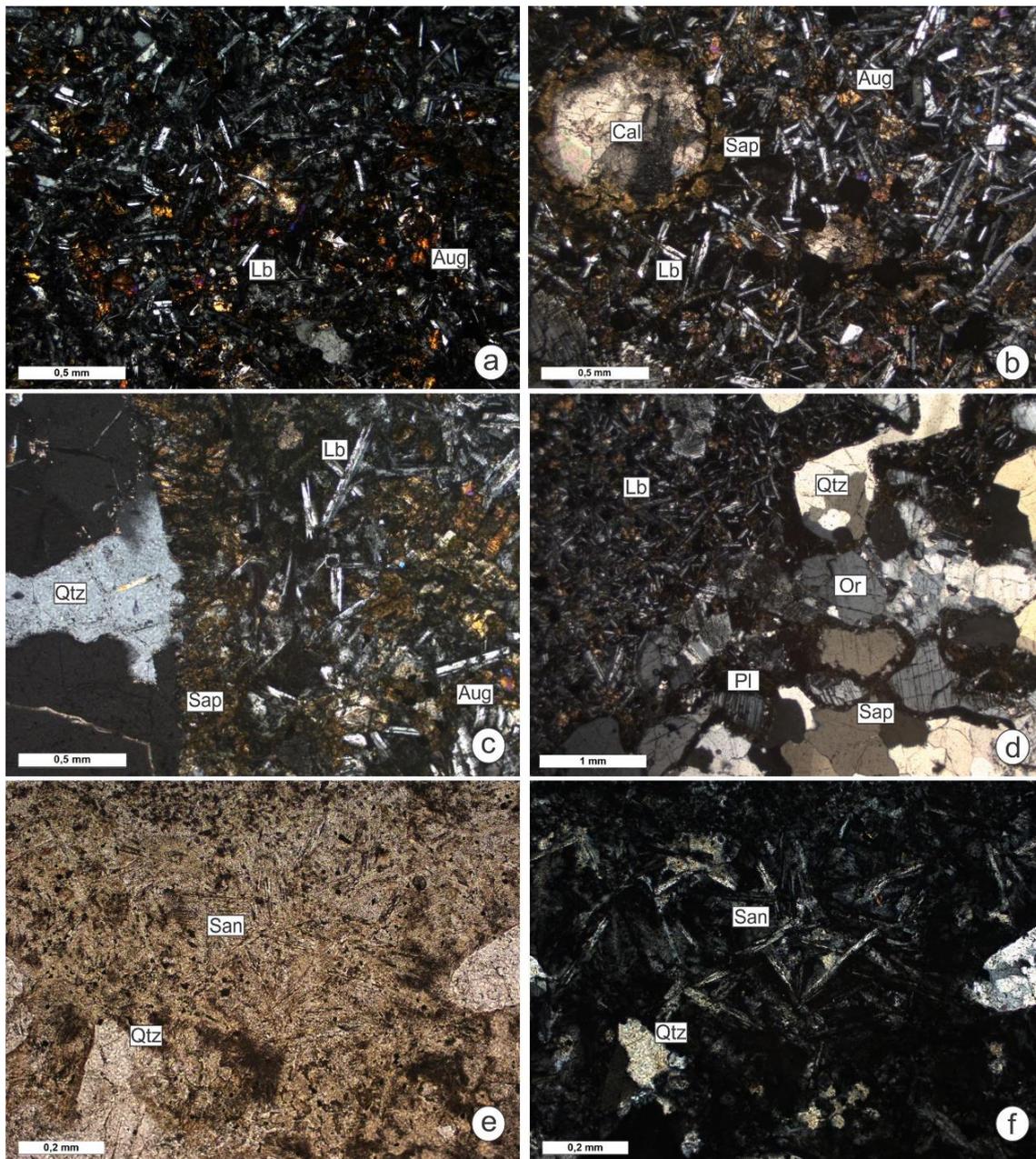


Figura 16: Feições características das rochas andesíticas/basálticas da Formação Serra Geral (testemunho FSM 03); a) ripas de labradorita (Lb) envolvendo cristais de augita (Aug) (luz transmitida, n+); b) vesícula preenchida por calcita (Cal) e saponita (Sap) (luz transmitida, n+); c) corona de reação de augita substituída por saponita envolvendo xenocristal de quartzo (Qtz) policristalino (luz transmitida, n+); d) xenólito de composição granítica com saponita em suas bordas (luz transmitida, n+); e) e f) textura esferulítica formada por cristais aciculares de sanidina (San) em xenólito de vitrófiro (luz transmitida, n// e n+, respectivamente).

5.5. Sucessão Paragenética

Com base nas descrições petrográficas das unidades litológicas foi possível definir a sucessão paragenética dos testemunhos estudados do depósito Santa Maria (Fig. 11). A seguir, são destacadas algumas feições importantes que permitiram a proposição de tal sucessão.

Mineral \ Fase	Alteração Hidrotermal/Mineralização					
	Diagênese	Primitiva	Principal	Tardia	Remobilização	Intemperismo
Calcita	■	■	■		■	■
Anquerita	■	■				
Siderita	■	■				
Quartzo	■	■	■		■	■
Pirita		■	■			
Ilita		■	■	■	■	
Adulária			■			
Galena			■	■		
Esfalerita			■	■		
Calcocita			■			
Calcopirita			■			
Bornita			■			
Covelita			■			
Betekhtinite			■			
Hematita	■					■
Clorita		■	■			
Saponita						■

Figura 17: Sucessão paragenética para os cinco testemunhos estudados do depósito Santa Maria.

A calcita pode ser manganésifera e pouco ferrosa ou desprovida de ambos os elementos. A primeira é microespática e ocorre, em geral, próxima a ou em regiões mineralizadas, enquanto a última ocorre distante da mineralização e pode estar recristalizada para um tamanho maior. Portanto, provavelmente observa-se tanto calcita hidrotermal (Mn-calcita, nas zonas de alteração proximal ou em associação com os intervalos mineralizados) quanto eodiagenética (sem Fe e Mn; nas zonas distais dos

corpos de minério). Uma origem alternativa para o Mn é a mesogenética (Worden & Burley 2003), porém, a relação da Mn-calcita com o minério, bem como a identificação de rodocrosita hidrotermal no depósito Santa Maria (Remus *et al.* 2011), sugerem uma fonte predominantemente hidrotermal.

Anquerita e siderita substituem a calcita e ambas apresentam uma concentração similar de Mg e Mn. Estes fatos apontam para a substituição de anquerita por siderita em um sistema hidrotermal progressivamente mais enriquecido em Fe durante a sua evolução.

A presença de Zn em quantidades variáveis (0,3 a 1,7%) na anquerita, nas zonas distais e mineralizadas, é interpretada como evidência de formação da anquerita durante o estágio primitivo de evolução do sistema hidrotermal mineralizador. Há probabilidade de que a posterior dissolução/recristalização de anquerita pelo fluido hidrotermal teria fornecido parte do Zn necessário para a precipitação de esfalerita (*cf.* Bak 1993). Esse elemento parece estar associado ao Fe e ao Mn na estrutura cristalina da anquerita (*cf.* Bak 1993, Large & McGoldrick 1998).

A ocorrência localizada de cristais zonados de anquerita, com um aumento da razão Fe/Mg do núcleo em direção às bordas, sugere a substituição parcial de anquerita mesodiagenética (mais magnésiana do que ferrosa) por hidrotermal (mais ferrosa do que magnésiana). Adicionalmente, romboedros de siderita distribuídos de forma pontual indicam a preservação de siderita da mesma fase diagenética (Mozley & Hoernle 1990, Worden & Burley 2003).

O Mn parece estar relacionado ao Fe, já que em geral as menores concentrações de Mn^{2+} acompanham as de Fe^{2+} , relação bem estabelecida nos cristais zonados. Além disso, maiores concentrações de Fe^{2+} implicam em um menor conteúdo de Mg^{2+} . Logo, Fe^{2+} e Mn^{2+} provavelmente formaram substituições isomórficas de Mg^{2+} na estrutura cristalina da anquerita diagenética (*cf.* Bak 1993). Para a formação da siderita a partir de anquerita hidrotermal, por outro lado, o processo aparentemente fundamental foi a substituição de Ca^{2+} por Fe^{2+} , com pequena variação do conteúdo de Mn^{2+} e Mg^{2+} .

Pirita ocorre associada à ilita em zonas de alteração hidrotermal proximais e, mais raramente, também em associação com o minério, o que sugere sua origem

hidrotermal. Sua substituição parcial por galena aponta para sua formação já no estágio primitivo de alteração hidrotermal.

A illita é o mineral hidrotermal mais comum, ocorrendo desde as zonas mineralizadas até às zonas de alteração distais, tendo sido formada provavelmente durante todo o processo de alteração hidrotermal.

A origem da adularia está relacionada à ocorrência de *boiling*, o que também favoreceu rápida precipitação do minério. Portanto, a formação desse mineral se deu quase que concomitantemente à do minério.

A relação entre os minerais de minério (galena, esfalerita, calcocita, calcopirita, bornita e covelita) corresponde essencialmente ao intercrescimento, observando-se apenas pontualmente relações de substituição (calcopirita substituída por bornita e covelita; calcocita substituída por covelita), o que sugere uma origem hidrotermal comum e aproximadamente concomitante.

O mineral betekhtinite ocorre pontualmente e apresenta intercrescimento com galena, tendo se originado, portanto, em algum momento durante o processo de precipitação desse minério.

As observações petrográficas relativas ao *sill* andesítico associado à Formação Rincão dos Mouras sugerem uma origem meteórica para hematita, quartzo, zeólitas e calcita. Por outro lado, tendo-se em mente a provável associação da mineralização /hidrotermalismo das Minas do Camaquã com esse magmatismo (Acampamento Velho), advogada neste trabalho (Ver Capítulo 8), as seguintes hipóteses, relativas a minerais também identificados nessa rocha vulcânica, tornam-se plausíveis: a) chamoisita e calcopirita são hidrotermais, já que clorita ocorre como mineral hidrotermal de alteração em associação com calcopirita tanto no depósito Santa Maria quanto na Mina Uruguai (Rios 2012, Troian *et al.* 2009); b) os carbonatos dessa rocha (anquerita e siderita; talvez calcita) possuem essa mesma origem, haja vista sua comum ocorrência como minerais de alteração hidrotermal no depósito Santa Maria, inclusive no andesito mineralizado da Área 1.

Mn-calcita não ferrosa ocorre em veios, vênulas e amígdalas nos diques da Formação Serra Geral e nos siltitos encaixantes da Formação Seival. Em função destas rochas vulcânicas terem origem posterior à gênese das mineralizações (138-127 Ma;

Ernesto *et al.* 1999), a ocorrência de Mn-calcita, neste caso, sugere remobilização da calcita hidrotermal, possivelmente promovida por fluidos meteóricos aquecidos pelas intrusões dos andesitos e basaltos. Esse mesmo processo parece ter sido responsável pela precipitação de quartzo nessas rochas. Por outro lado, saponita provavelmente teve uma origem meteórica, já que ela substitui Mn-calcita nesses andesitos/basaltos.

6. GEOQUÍMICA

Dados geoquímicos referentes a amostras compostas coletadas em intervalos médios de 1 m dos testemunhos de sondagem FSM 0049 (Área 2) e BRSMSMDD 0008 (Área 3), disponibilizados pela empresa Nexa Resources (Ver Apêndices A e B), foram utilizados com o objetivo de caracterizar com maior grau de precisão a variação do comportamento geoquímico rocha/fluido atuante durante os processos metalogenéticos do depósito Santa Maria. A escolha dos furos de sondagem baseou-se na importância das seções geológicas, haja vista sua representatividade dos tipos de rocha e da mineralogia dos intervalos mineralizados e das zonas e halos de alteração hidrotermal do depósito.

Os perfis geoquímicos são apresentados nas Figuras 12 a 15. A seleção de elementos para cada furo baseou-se na mineralogia identificada, tanto nas zonas estéreis quanto nos intervalos mineralizados, e foi limitada pelo conjunto de elementos presentes nas tabelas em anexo relativas aos testemunhos selecionados.

A partir dos dados geoquímicos foram calculados os valores dos coeficientes de correlação (Tabela 2). O coeficiente de correlação de Pearson (r) corresponde a um índice utilizado para medir o grau de associação entre duas variáveis, possibilitando averiguar-se a existência de correlação entre as mesmas. Seu valor varia de -1 a 1, o que significa que as variáveis podem apresentar correlações tanto negativas quanto positivas, respectivamente (Lee Rodgers & Nicewander 1988).

Os perfis geoquímicos elaborados para os elementos Zn, Pb e S serviram como base para delimitar as zonas mineralizadas e as zonas estéreis superiores e inferiores (Figs. 12 e 13) de cada furo. Os índices de correlação foram determinados de forma específica para cada uma dessas zonas.

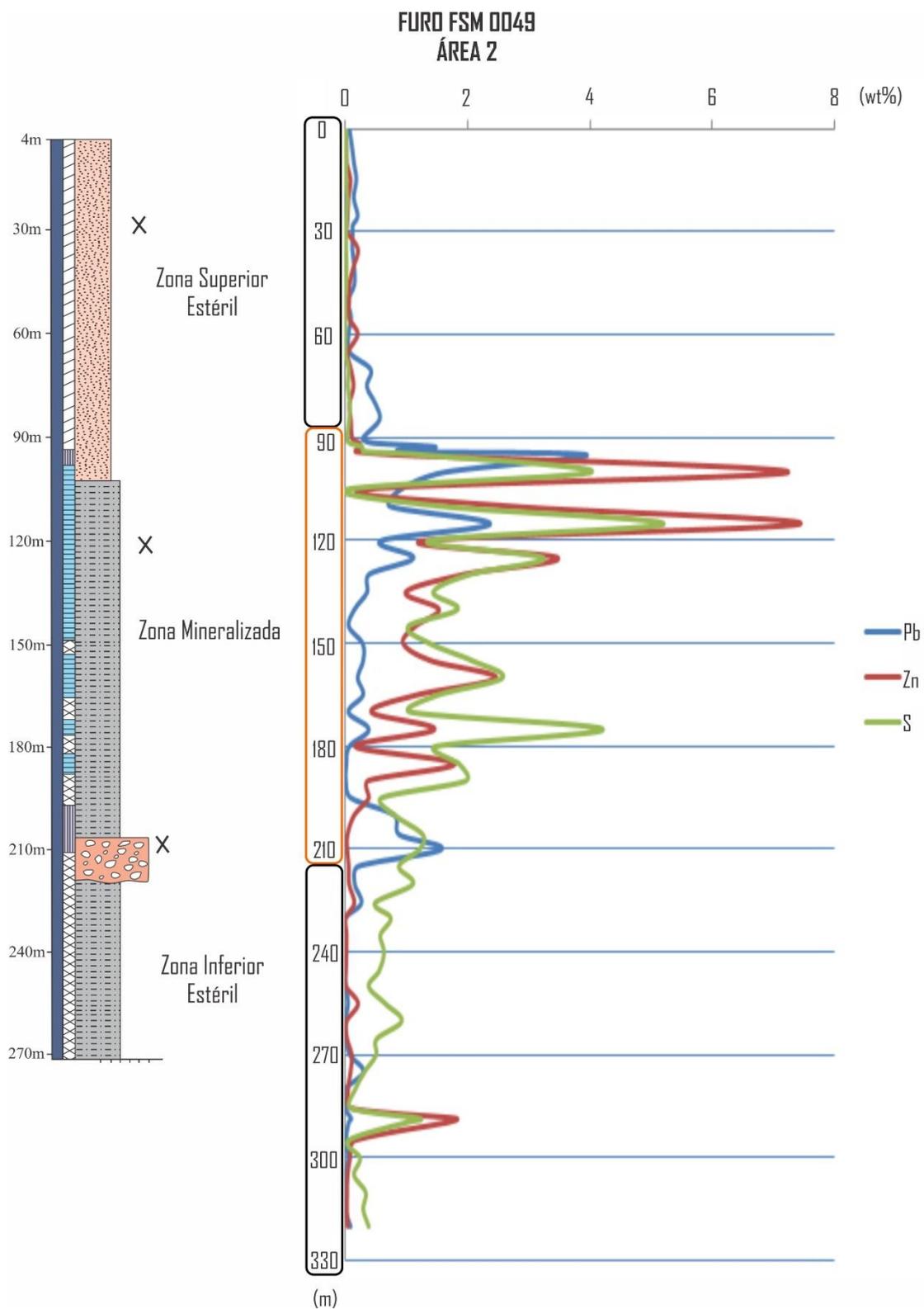


Figura 18: Perfis geoquímicos dos elementos que compõem o minério principal (galena e esfalerita) do furo FSM 0049 (Área 2). O perfil litoestratigráfico desse furo é apresentado para comparação. A zona mineralizada e as zonas estéreis foram delimitadas a partir dos perfis geoquímicos e litoestratigráfico. Legenda na Fig. 4.

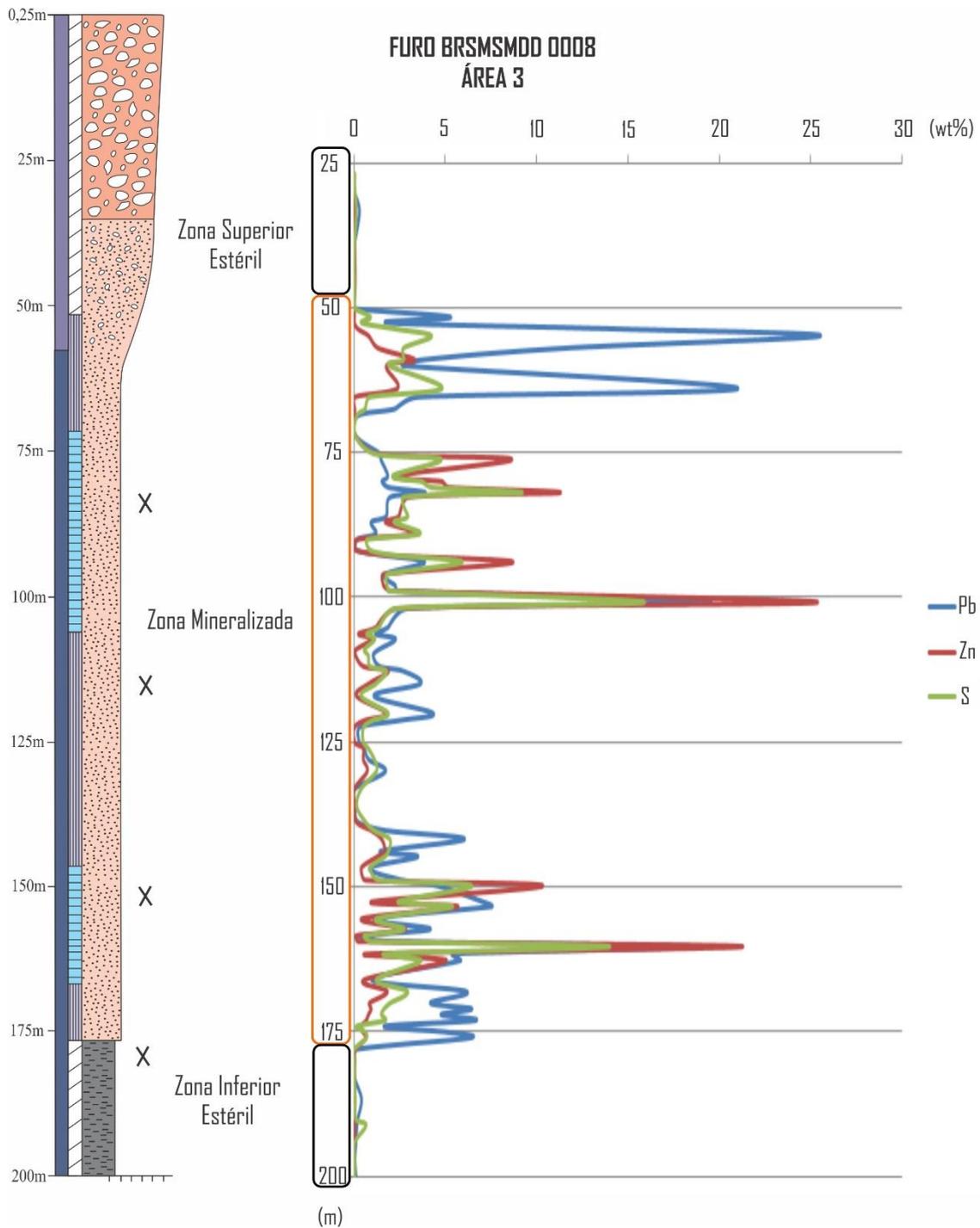


Figura 19: Perfis geoquímicos dos elementos que compõem o minério principal (galena e esfalerita) do furo BRSMMD 0008 (Área 3). O perfil litoestratigráfico desse furo é apresentado para comparação. A zona mineralizada e as zonas estéreis foram delimitadas a partir dos perfis geoquímicos e litoestratigráfico. Legenda na Fig. 4.

Tabela 2: Coeficientes de correlação definidos de forma específica para cada uma das 3 zonas dos furos FSM 0049 e BRSMDD0008, delimitadas a partir dos perfis geoquímicos de Pb, Zn e S.

FURO FSM 0049 (ÁREA 2)										FURO BRSMDD 0008 (ÁREA 3)									
Zona Superior Estéril										Zona Superior Estéril									
	Pb	Zn	S	Cu	Ca	Mg	Fe	Mn	Cd		Pb	Zn	S	Cu	Ca	Mg	Fe		
Pb	1,00	0,08	0,79	-0,26	-0,05	-0,13	-0,63	-0,18	-0,03	Pb	1,00	-0,42	0,89	0,40	0,49	0,04	-0,28		
Zn		1,00	0,14	0,32	0,07	0,74	0,10	0,31	0,21	Zn		1,00	-0,47	-0,39	-0,81	0,02	0,10		
S			1,00	0,01	0,08	0,04	-0,53	-0,02	0,02	S			1,00	0,66	0,52	-0,04	-0,28		
Cu				1,00	0,14	0,37	0,23	0,69	0,11	Cu				1,00	0,48	0,11	-0,20		
Ca					1,00	0,07	-0,11	0,47	0,70	Ca					1,00	0,09	-0,25		
Mg						1,00	0,19	0,31	-0,04	Mg						1,00	0,55		
Fe							1,00	0,18	0,00	Fe							1,00		
Mn								1,00	0,42										
Cd									1,00										
Zona Mineralizada										Zona Mineralizada									
	Pb	Zn	S	Cu	Ca	Mg	Fe	Mn	Cd		Pb	Zn	S	Cu	Ca	Mg	Fe	Ag	Au
Pb	1,00	0,54	0,43	0,45	-0,32	-0,35	-0,51	-0,52	0,55	Pb	1,00	0,49	0,64	0,49	-0,20	-0,12	-0,02	0,62	0,62
Zn		1,00	0,83	0,34	-0,30	-0,40	-0,30	-0,29	0,92	Zn		1,00	0,97	0,68	-0,19	-0,13	0,36	0,71	0,79
S			1,00	0,24	-0,18	-0,23	0,01	-0,10	0,81	S			1,00	0,65	-0,23	-0,18	0,33	0,74	0,78
Cu				1,00	-0,17	-0,09	-0,30	-0,29	0,33	Cu				1,00	-0,21	0,12	0,27	0,67	0,73
Ca					1,00	0,21	0,16	0,22	-0,25	Ca					1,00	-0,26	-0,12	-0,22	-0,20
Mg						1,00	0,77	0,71	-0,40	Mg						1,00	-0,05	-0,17	-0,15
Fe							1,00	0,88	-0,31	Fe							1,00	0,33	0,37
Mn								1,00	-0,34	Ag								1,00	0,86
Cd									1,00	Au									1,00
Zona Inferior Estéril										Zona Inferior Estéril									
	Pb	Zn	S	Cu	Ca	Mg	Fe	Mn	Cd		Pb	Zn	S	Cu	Ca	Mg	Fe		
Pb	1,00	0,14	0,23	0,40	-0,31	-0,39	-0,39	-0,19	0,12	Pb	1,00	0,70	0,38	0,85	0,12	0,67	-0,25		
Zn		1,00	0,24	0,05	-0,08	0,06	0,07	-0,04	0,99	Zn		1,00	0,32	0,51	0,19	0,67	-0,30		
S			1,00	0,22	-0,05	-0,34	-0,22	-0,02	0,25	S			1,00	0,73	0,58	0,36	-0,27		
Cu				1,00	-0,21	-0,44	-0,40	-0,12	0,03	Cu				1,00	0,42	0,54	-0,22		
Ca					1,00	0,27	0,35	0,62	-0,06	Ca					1,00	0,24	0,15		
Mg						1,00	0,66	0,24	0,06	Mg						1,00	0,01		
Fe							1,00	0,67	0,05	Fe							1,00		
Mn								1,00	-0,03										
Cd									1,00										

6.1. Furo FSM 0049 (Área 2)

No testemunho de sondagem FSM 0049, Área 2, no intervalo de 0 a 90 m (zona superior estéril), que compreende um intervalo não mineralizado, os perfis geoquímicos de S, Mg e Fe (Figs. 12, 14b e c) revelam o predomínio de óxidos por meio de valores de S muitos baixos e altas concentrações de Fe e Mg, corroborando os dados obtidos a partir dos estudos petrográficos. A boa relação entre Ca e Mn ($r_{Ca/Mn} = 0,47$; Tabela 2), bem como a baixa correlação de Ca com Mg e Fe ($r_{Ca/Mg} = 0,07$; $r_{Ca/Fe} = -0,11$), além da concentração significativa de Ca (Fig. 14a) indicam a ocorrência de Mn-calcita como carbonato dominante.

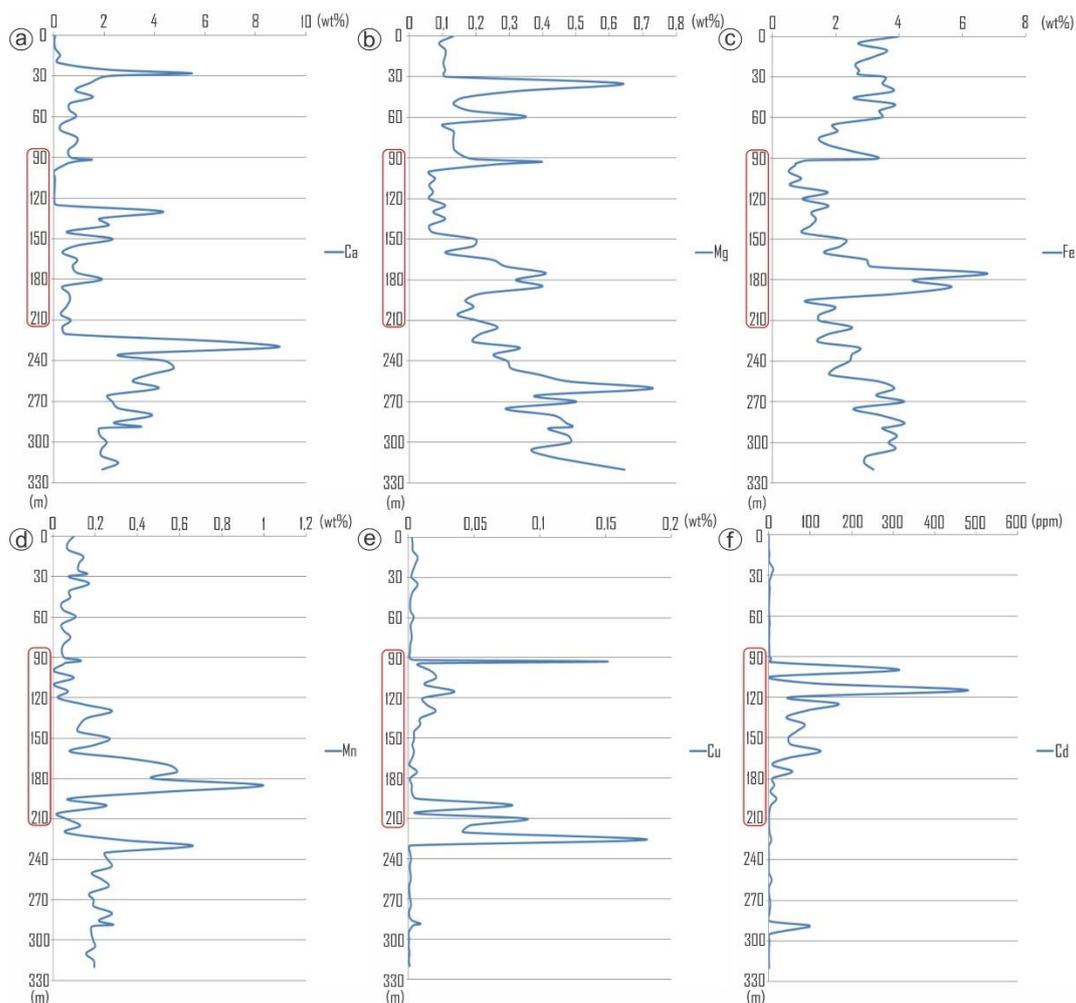


Figura 20: Perfis dos elementos selecionados para o estudo geoquímico do furo FSM 0049 (Área 2); a) Ca; b) Mg; c) Fe; d) Mn; e) Cu; f) Cd. A zona mineralizada está destacada em vermelho.

Já na zona mineralizada da Área 2 (intervalo de 90 a 210 m), observa-se uma queda considerável na concentração de Ca, Mg, Fe e Mn (Figs. 14a, b, c e d) no intervalo de 95 a 120 m, que apresenta os maiores teores de minério, o que sugere a substituição dos minerais de ganga, a exemplo de Mn-calcita, pelos minerais de minério (o mesmo é observado no intervalo de 190 a 210 m, provavelmente por razão semelhante). Abaixo dos 120 m, observa-se um comportamento distinto entre estes elementos, com um aumento significativo nas concentrações de Ca e Mn, e apenas um pequeno aumento de Mg e Fe, o que indica a ocorrência de Mn-calcita. De 150 até 190 m, aproximadamente, se verifica um decréscimo em Ca e um aumento na concentração de Mg, Fe e Mn. Tal observação está de acordo com a identificação petrográfica da associação pirita + ilita + carbonato por volta de 170 m (Figura 4) e sugere o predomínio de Fe-carbonatos sobre Mn-calcita. Os valores de r desses elementos reforçam essas inferências ($r_{Mg/Fe} = 0,77$; $r_{Fe/Mn} = 0,88$; $r_{Mg/Mn} = 0,71$; $r_{Ca/Mg} = 0,21$; $r_{Ca/Fe} = 0,16$; $r_{Ca/Mn} = 0,22$).

Os índices que relacionam S, Cu e Fe ($r_{S/Cu}=0,24$; $r_{S/Fe}=0,01$) e a concentração de Cu (Fig 14e) nessa zona mineralizada são muito baixos, o que está de acordo com o caráter subordinado dos sulfetos de Cu e Fe (calcocita, bornita e calcopirita) que acompanham a mineralização.

É importante destacar a associação muito boa do Cd com o Zn, sobretudo, e em menor grau, mas ainda considerável, com o Pb ($r_{Zn/Cd}=0,92$; $r_{Pb/Cd}=0,55$; Fig. 14f). O Cd também ocorre na zona superior não mineralizada da Área 2, em menor quantidade. Logo, esse elemento pode ser utilizado como um indicador da ocorrência de minério.

Imediatamente abaixo da zona mineralizada da Área 2, observa-se um aumento abrupto de Ca seguido por uma tendência geral de queda até ao final do perfil. Já o comportamento geoquímico de Mg e Fe revela uma tendência geral de aumento. O Mn acompanha o aumento de Ca, e nas zonas intermediária e distal passa a apresentar valores essencialmente constantes. Esse comportamento é interpretado como resultante da concentração de Mn-calcita nas proximidades imediatas às zonas ricas em minério e do aumento progressivo, com a profundidade, de siderita (com Mn e Mg), principalmente, além de pirita, ilita e anquerita. A identificação de Mn-calcita parcialmente substituída por Mn-siderita nessa zona suporta essa suposição. Como todos os carbonatos apresentam teores similares de Mn, sua concentração abaixo da região dominada por calcita é quase invariável.

6.2. Furo BRSMDD 0008 (Área 3)

A presença de calcita na zona superior da Área 3 é sugerida tanto pelo perfil geoquímico de Ca (Fig. 15a) quanto por seus índices ($r_{Ca/Mg} = 0,09$; $r_{Ca/Fe} = -0,25$; Tabela 2), e corroborada pelos dados petrográficos. Os perfis geoquímicos de Mg e Fe (Figs. 15b e c), bem como sua associação ($r_{Fe/Mg} = 0,55$) nessa zona, são atribuídos a uma oxidação superior dominante, que diminui em intensidade com a profundidade. A queda na porcentagem de Ca e um pequeno acréscimo na concentração de Fe na porção imediatamente superior à zona mineralizada, corresponde, provavelmente, à grande concentração de ilita respaldada pela petrografia.

Diferentemente do que ocorre na Área 2, os valores de r que relacionam Ca, Mg e Fe na zona mineralizada da Área 3 ($r_{Ca/Mg} = -0,26$; $r_{Ca/Fe} = -0,12$; $r_{Mg/Fe} = -0,05$), além de seus respectivos perfis geoquímicos, apontam para a ocorrência dominante de calcita

(com Mn, de acordo com a petrografia). No entanto, valores consideravelmente baixos de Ca, sobretudo nas regiões mais mineralizadas, à semelhança do que é observado na Área 2, também ocorrem.

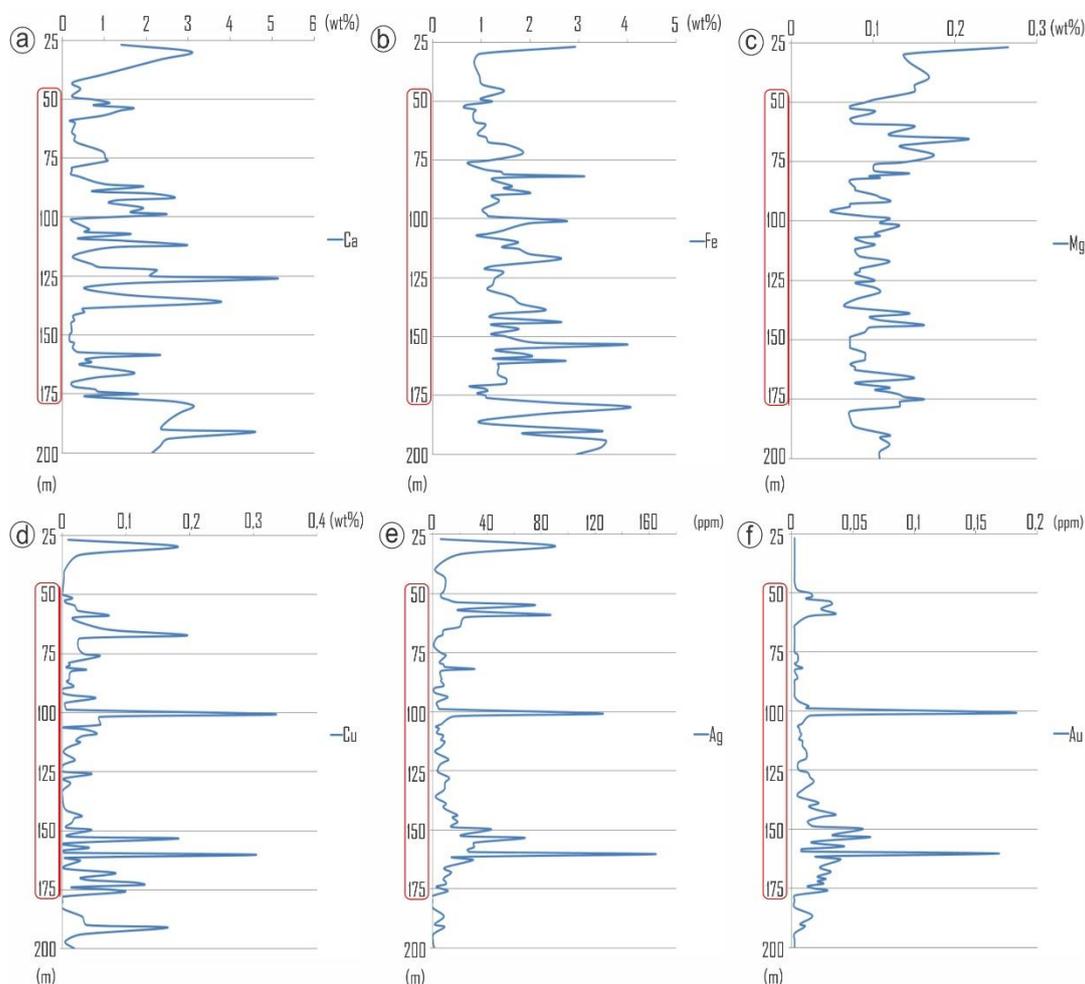


Figura 21: Perfis dos elementos selecionados para o estudo geoquímico do furo BRSMSMDD 0008 (Área 3); a) Ca; b) Fe; c) Mg; d) Cu; e) Ag; f) Au. A zona mineralizada está destacada em vermelho.

O perfil geoquímico de Cu (Fig. 15d) e os índices de correlação desse elemento com S e Zn ($r_{S/Cu}=0,65$; $r_{Zn/Cu}=0,68$), revelam que os sulfetos subordinados de Cu mais concentrados nessa zona mineralizada, e mais associados ao minério, do que na Área 2.

Nessa zona, principalmente, Ag e Au (Figs. 15e e f) apresentam claramente uma boa correlação entre si e com os elementos Cu, Pb e Zn. Os perfis geoquímicos permitem observar que a razão Ag/Au do minério é elevada (>100 ; Einaudi *et al.* 2003).

Oxidação intensa é observada na zona inferior da Área 3, de acordo com o perfil geoquímico do Fe, assim como na região inferior da Área 2, associada a uma

concentração expressiva de calcita. Os padrões geoquímicos são corroborados pelo estudo petrográfico.

A integração de perfis geoquímicos, coeficientes de correlação geoquímicos e das associações e paragêneses minerais identificadas sugere que fluidos magmático-hidrotermais estiveram sujeitos ao tamponamento das rochas encaixantes (*red beds*, rochas de granulometria fina e vulcânicas associadas), as quais determinaram condições variáveis do potencial de oxidação do sistema hidrotermal, o que, por sua vez, controlou a gênese do depósito de Pb-Zn (Cu-Ag). Nesse modelo, paragêneses mais oxidadas dominariam as sequências de *red beds*, enquanto paragêneses sulfetadas de mais alta temperatura se encontrariam associadas preferencialmente aos níveis de rochas de granulometria mais fina e vulcânicas associadas. É possível que esse modelo compreenda um guia prospectivo para a Bacia do Camaquã.

7. GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

O *sill* andesítico que ocorre intercalado com as rochas da Formação Rincão dos Mouras (amostra DMK-CL), situado há aproximadamente 10 km a NE do depósito Santa Maria (Fig. 3), teve sua idade de cristalização determinada através do método U-Pb LA-MC-ICP-MS, por meio de amostras de testemunho de furo de sondagem (FSM 0081) e afloramento. Os cristais de zircão analisados podem ser classificados morfológicamente em dois grupos: 1) cristais prismáticos e prismáticos curtos, comumente com borda e núcleo com zoneamento oscilatório; o núcleo também pode ser maciço ou apresentar zoneamento complexo (Figs. 16a a d); 2) cristais prismáticos ou arredondados com borda apenas parcialmente zonada concentricamente e núcleo complexo (Fig. 16e) ou maciço (Fig. 16f). Fraturas e inclusões ocorrem com pouca frequência. Foram realizadas 31 análises pontuais em 30 cristais (Tab. 3; três foram descartadas por apresentarem alto conteúdo de Pb comum), de tamanho médio de 100 μm , e obtidas idades que permitiram o seu agrupamento em 3 populações distintas (Fig. 17). Os cristais mais antigos são do Paleoproterozoico: um grão com 2357 ± 25 Ma e 2 com idade concordante de 2035 ± 25 Ma. Um grão apresentou idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ do Mesoproterozoico de 1149 ± 36 Ma. A maioria dos cristais (17) é do Neoproterozoico e encontra-se no intervalo de 838 a 557 Ma. Dentro desse grupo, as seguintes idades concordantes foram obtidas: 768 ± 15 Ma (2 cristais), 675 ± 10 Ma (3 cristais), 624 ± 9

Ma (3 cristais) e 565 ± 5 Ma (9 cristais). Há ainda 7 cristais representados por pontos não concordantes, possivelmente em função de perda de Pb radiogênico.

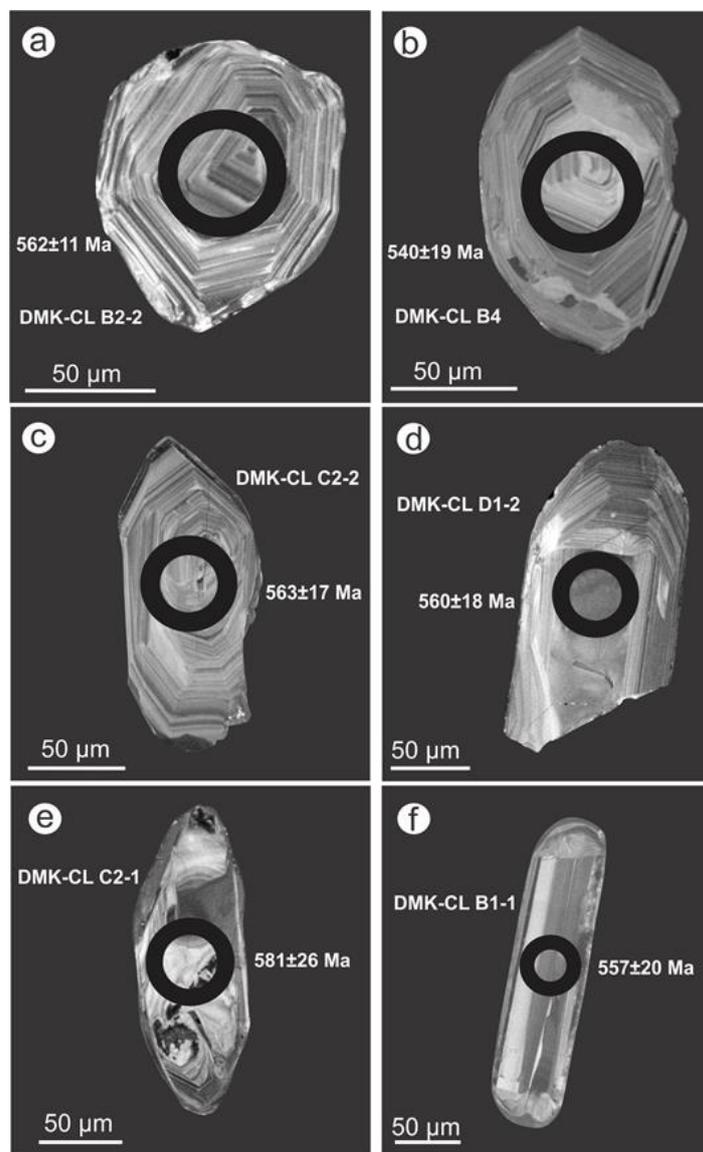


Figura 22: Imagens ao MEV, obtidas por catodoluminescência, de cristais de zircão magmáticos utilizados na datação do andesito DMK-CL, com indicação aproximada (círculos) da posição e diâmetro dos pontos de análise (*spots*), bem como das respectivas idades; a) a d) cristais pertencentes à classe morfológica n° 1; e) e f) cristais da classe morfológica n° 2.

A idade neoproterozóica concordante de menor valor (565 ± 5 Ma) é considerada como a idade de cristalização do andesito (Fig. 18), enquanto os cristais mais velhos são interpretados como xenocristais herdados de rochas do embasamento ou das encaixantes sedimentares. Os cristais que definem a idade da rocha datada apresentam características morfológicas típicas do grupo 1, predominantemente, e 2, de forma subordinada. Os cristais de zircão herdados possuem morfologia mais variável, podendo ser classificados em qualquer um dos 2 grupos.

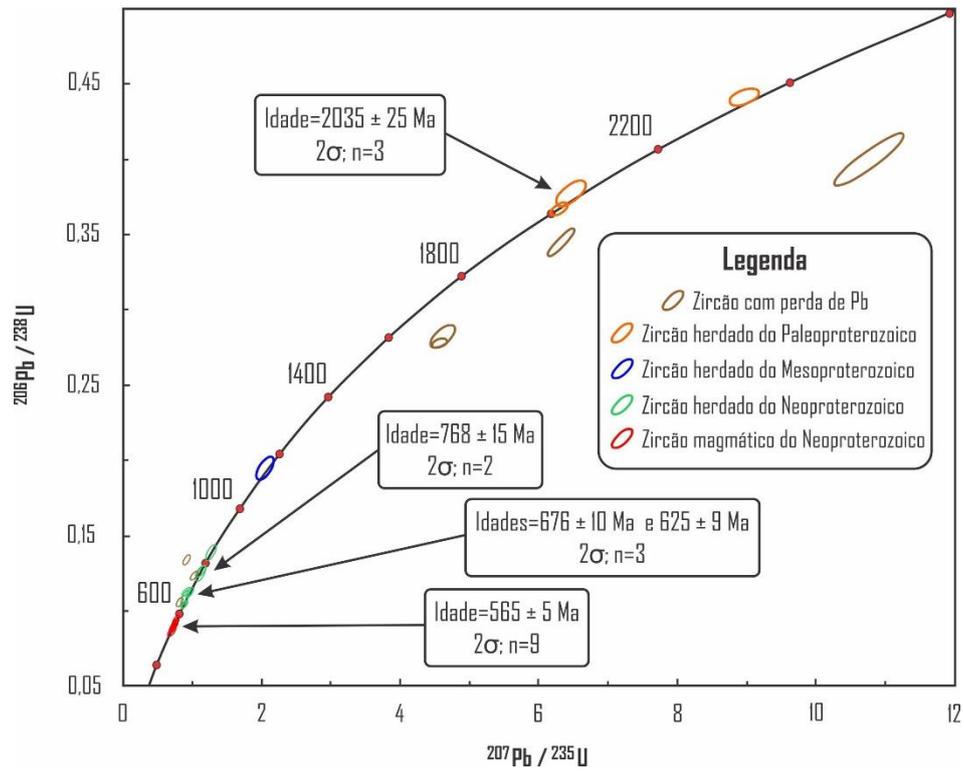


Figura 23: Diagrama Concórdia para todas as populações de zircão do andesito DMK-CL, que se intercala concordantemente com as rochas da Formação Rincão dos Mouras.

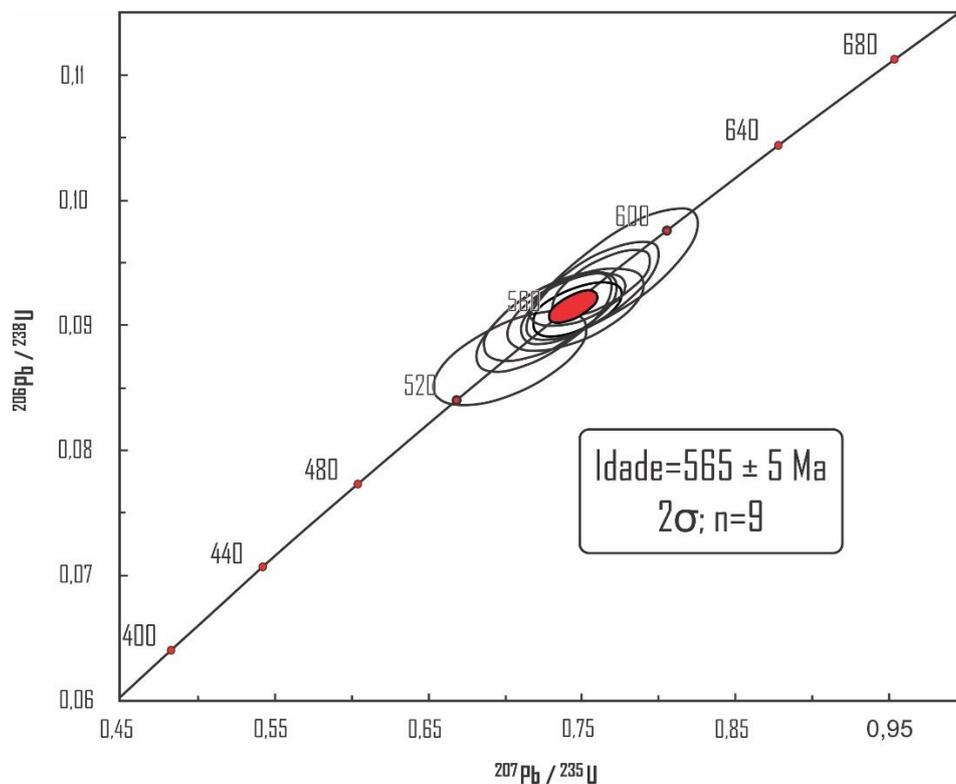


Figura 24: Diagrama Concórdia para cristais de zircão magmáticos do andesito DMK-CL, localizado na região das Minas de Camaquã.

Tabela 3: Dados U-Pb da vulcânica andesítica DMK-CL, intercalada com as rochas sedimentares da Formação Rincão dos Mouras.

Zircões	f_{206}^a	Pb ppm	Th ppm	U ppm	Th/U ^b	Razões Isotópicas ^c					Idades (Ma)					% Conc ^f			
						207Pb/ 235U	1 s [%]	206Pb/ 238U	1 s [%]	Rho ^d	207Pb/ 206Pb ^e	1 s [%]	206Pb/ 238U	1 s abs	207Pb/ 235U		1 s abs	207Pb/ 206Pb	1 s abs
Magmáticos																			
DMK-CL B1-1	0,0005	14,8	216,1	162,4	1,34	0,73	5,01	0,09	3,59	0,72	0,06	3,50	556,8	20,0	553,8	27,8	541,4	19,0	102,8
DMK-CL B2-2	0,0047	4,2	21,3	33,4	0,64	0,74	3,45	0,09	2,05	0,60	0,06	2,77	562,3	11,5	565,1	19,5	576,4	16,0	97,5
DMK-CL B3	0,0000	4,6	38,1	36,0	1,07	0,75	3,42	0,09	1,85	0,54	0,06	2,87	567,8	10,5	566,6	19,4	561,7	16,1	101,1
DMK-CL B4	0,0031	1,8	9,2	9,7	0,95	0,70	5,83	0,09	3,54	0,61	0,06	4,63	539,8	19,1	540,8	31,5	545,1	25,2	99,0
DMK-CL C2-1	0,0064	15,2	76,8	105,7	0,73	0,77	5,70	0,09	4,44	0,78	0,06	3,57	580,6	25,8	581,1	33,1	583,2	20,8	99,6
DMK-CL C2-2	0,0025	2,5	11,2	17,6	0,64	0,75	4,91	0,09	2,96	0,60	0,06	3,92	563,2	16,7	565,7	27,8	575,8	22,6	97,8
DMK-CL C3-1	0,0063	18,2	59,8	151,3	0,40	0,76	4,87	0,09	3,63	0,75	0,06	3,25	571,1	20,7	571,4	27,8	572,9	18,6	99,7
DMK-CL C3-2	0,0044	4,3	24,5	30,6	0,80	0,76	3,43	0,09	2,36	0,69	0,06	2,49	575,4	13,6	575,6	19,7	576,1	14,3	99,9
DMK-CL D1-2	0,0059	2,2	14,4	15,8	0,91	0,73	4,87	0,09	3,19	0,66	0,06	3,67	559,9	17,9	556,2	27,1	541,5	19,9	103,4
Herdados do embasamento																			
DMK-CL A1-1	0,0034	28,8	186,8	563,6	0,33	0,86	3,79	0,10	2,21	0,58	0,06	3,08	620,4	13,7	628,7	23,8	658,8	20,3	94,2
DMK-CL A1-2	0,0041	2,4	11,6	18,2	0,64	0,93	5,04	0,11	2,04	0,41	0,06	4,61	684,5	14,0	669,9	33,8	621,0	28,6	110,2
DMK-CL A4	0,0024	4,4	21,7	29,3	0,75	0,96	4,50	0,11	2,72	0,60	0,06	3,59	670,4	18,2	681,9	30,7	720,2	25,8	93,1
DMK-CL A6 (1)	0,0080	7,7	2,1	36,0	0,06	2,05	4,94	0,20	3,12	0,63	0,08	3,83	1149,3	35,8	1133,1	55,9	1102,3	42,2	104,3
DMK-CL A6 (2)	0,0026	25,2	21,6	67,6	0,32	6,47	2,75	0,38	1,81	0,66	0,12	2,06	2065,7	37,4	2041,4	56,1	2017,0	41,6	102,4
DMK-CL B5	0,0023	9,4	9,2	20,4	0,45	6,31	1,55	0,37	0,99	0,64	0,12	1,20	2016,4	20,0	2019,3	31,4	2022,2	24,2	99,7
DMK-CL C1	0,0021	4,1	15,4	28,3	0,55	0,89	6,03	0,11	4,36	0,72	0,06	4,16	656,6	28,7	647,8	39,1	617,0	25,7	106,4
DMK-CL C5	0,0025	2,8	24,0	15,3	1,58	1,13	5,23	0,12	3,74	0,71	0,07	3,66	758,2	28,4	767,9	40,2	796,1	29,1	95,2
DMK-CL D1-1	0,0053	73,6	48,2	110,4	0,44	8,96	2,03	0,44	1,06	0,52	0,15	1,73	2357,4	25,0	2334,4	47,4	2314,3	40,0	101,9
DMK-CL D2-2	0,0047	2,4	10,3	15,9	0,65	1,27	4,76	0,14	3,25	0,68	0,07	3,49	838,4	27,2	831,9	39,6	814,7	28,4	102,9
DMK-CL E1	0,0062	15,6	37,8	134,2	0,28	0,85	4,11	0,10	2,43	0,59	0,06	3,31	620,0	15,1	623,6	25,6	636,6	21,1	97,4
DMK-CL F1	0,0036	6,8	4,9	69,0	0,07	1,14	4,76	0,13	2,63	0,55	0,07	3,97	771,3	20,2	773,2	36,8	778,9	30,9	99,0
Perda de Pb																			
DMK-CL A2-1	0,0005	38,6	47,9	115,8	0,42	4,57	1,86	0,28	0,75	0,40	0,12	1,70	1581,8	11,9	1743,2	32,5	1942,7	33,1	81,4
DMK-CL A2-2	0,0044	3,7	19,1	24,9	0,77	0,91	5,03	0,13	1,81	0,36	0,05	4,69	810,8	14,6	658,9	33,1	168,4	7,9	481,5
DMK-CL A3	0,0020	7,1	11,6	22,0	0,53	4,62	3,35	0,28	2,13	0,64	0,12	2,59	1602,1	34,1	1752,0	58,8	1935,8	50,1	82,8
DMK-CL B1-2	0,0013	4,4	17,1	30,1	0,57	0,82	4,56	0,11	2,80	0,61	0,06	3,61	648,6	18,1	609,9	27,8	468,7	16,9	138,4
DMK-CL B2-1	0,0056	35,8	9,3	88,6	0,11	10,76	3,85	0,40	3,56	0,92	0,20	1,48	2167,6	77,1	2502,8	96,4	2787,2	41,2	77,8
DMK-CL D2-1	0,0067	19,4	13,9	126,5	0,11	1,06	3,72	0,13	2,01	0,54	0,06	3,13	768,5	15,4	735,5	27,4	636,2	19,9	120,8
DMK-CL D3	0,0067	18,4	26,3	38,4	0,69	6,32	2,42	0,34	2,19	0,90	0,13	1,03	1907,9	41,7	2021,4	48,9	2139,4	22,1	89,2

a - Fração do ^{206}Pb não-radiogênico do ponto do zircão analisado, onde $f_{206} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{comum}} / (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{amostra}}$; b - Razão Th/U e concentrações de Pb, Th e U (ppm) calculadas com base no zircão de referência GJ-1; c - Corrigidas para o branco analítico (background), para o fracionamento interno Pb/U e normalizadas ao zircão de referência GJ-1 (ID-TIMS-valores/valores medidos); $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ calculada usando a equação $= (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) * (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) * (137,88)$; d - Rho é a correlação de erro definido como o quociente dos erros propagados das razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$; e - Corrigida para o fracionamento de massa (mass-bias) por normalização ao zircão de referência GJ-1 e para Pb comum usando o modelo de evolução de Pb de Stacey & Kramers (1975); f - Grau de concordância, $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}) / (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}) = (\text{idade } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} * 100) / (\text{idade } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})$.

A idade obtida para a rocha andesítica em questão determina a ocorrência da Formação Acampamento Velho (Tab. 4), pela primeira vez, na região das Minas do Camaquã. Quando comparada à idade máxima de deposição do Grupo Santa Bárbara (566 ± 7 Ma; Bicca *et al.* 2013; 568 ± 6 Ma; Oliveira *et al.* 2014), essa idade revela a contemporaneidade das rochas sedimentares encaixantes e do andesito DMK-CL. A rocha andesítica da Área 1, hospedeira da mineralização, também é interpretada como pertencente à Formação Acampamento Velho em função de sua composição similar, bem como seu caráter coevo relativamente às rochas sedimentares encaixantes da Formação Seival.

Tabela 4: Idades obtidas para a Formação Acampamento em diversas localidades da Bacia do Camaquã

Localidade	Rocha	Idade (Ma)	Método	Referência
Bacia do Camaquã	Riolito	$545,1 \pm 12,7$	Rb-Sr	Almeida et al. (1996)
Cerro do Perau	Riolito	$573,0 \pm 18,0$	U-Pb SHRIMP	Chemale (2000)
Platô da Ramada	Riolito subvulcânico	$549,0 \pm 5,0$	U-Pb SHRIMP	Sommer et al. (2005)
Platô da Ramada	Riolito	$574,0 \pm 7,0$	U-Pb TIMS	Janikian et al. (2008)
Platô da Ramada	Ignimbrito riolítico	$560,0 \pm 2,0$	U-Pb LA-ICP-MS	Matté et al. (2016)
Platô da Ramada	Ignimbrito riolítico	$560,7 \pm 2,1$	U-Pb LA-ICP-MS	Matté et al. (2016)
Platô da Ramada	Traquito subvulcânico	$560,0 \pm 14,0$	U-Pb LA-ICP-MS	Matté et al. (2016)
Platô da Ramada	Riolito subvulcânico	$561,7 \pm 1,8$	U-Pb LA-ICP-MS	Matté et al. (2016)
Platô do Taquarembó	Tufa ácido	$553,0 \pm 17,0$	U-Pb LA-ICP-MS	Janikian et al. (2012)
Bom Jardim	Riolito subvulcânico	$572,2 \pm 6,5$	U-Pb LA-ICP-MS	Janikian et al. (2012)
Cerro do Bugio	Basalto	$553,0 \pm 5,0$	U-Pb LA-ICP-MS	Almeida et al. (2012)
Cerro Tupanci	Riolito	$579,1 \pm 5,6$	U-Pb LA-ICP-MS	Sommer et al. (2017)
Cerro dos Picados	Riolito	$558,0 \pm 39,0$	U-Pb LA-ICP-MS	Sommer et al. (2017)
Palma	Basalto	$572,0 \pm 5,5$	U-Pb LA-ICP-MS	Vedana et al. (2017)
Palma	Basalto andesítico	$563,3 \pm 2,1$	U-Pb LA-ICP-MS	Vedana et al. (2017)
Minas do Camaquã	Andesito subvulcânico	$565,0 \pm 5,0$	U-Pb LA-ICP-MS	Este trabalho

8. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE PB

Amostras de galena das três áreas mineralizadas (uma de cada) e de esfalerita da área 3 (duas), do depósito Santa Maria, foram analisadas e plotadas em um diagrama de isótopos de Pb (Fig. 19; Tab. 5).

A galena apresenta razões isotópicas baixas, com valores similares aos obtidos para os cinco lixiviados de esfalerita das duas amostras analisadas. Apenas os resíduos finais de esfalerita submetidos a dissolução total (A3-7 L6 e A3-8 L6) apresentaram razões isotópicas significativamente maiores. O fato de galena e esfalerita possuírem essencialmente a mesma composição isotópica de Pb sugere fonte única para os diversos corpos de minério e quase nenhuma interação com Pb estranho.

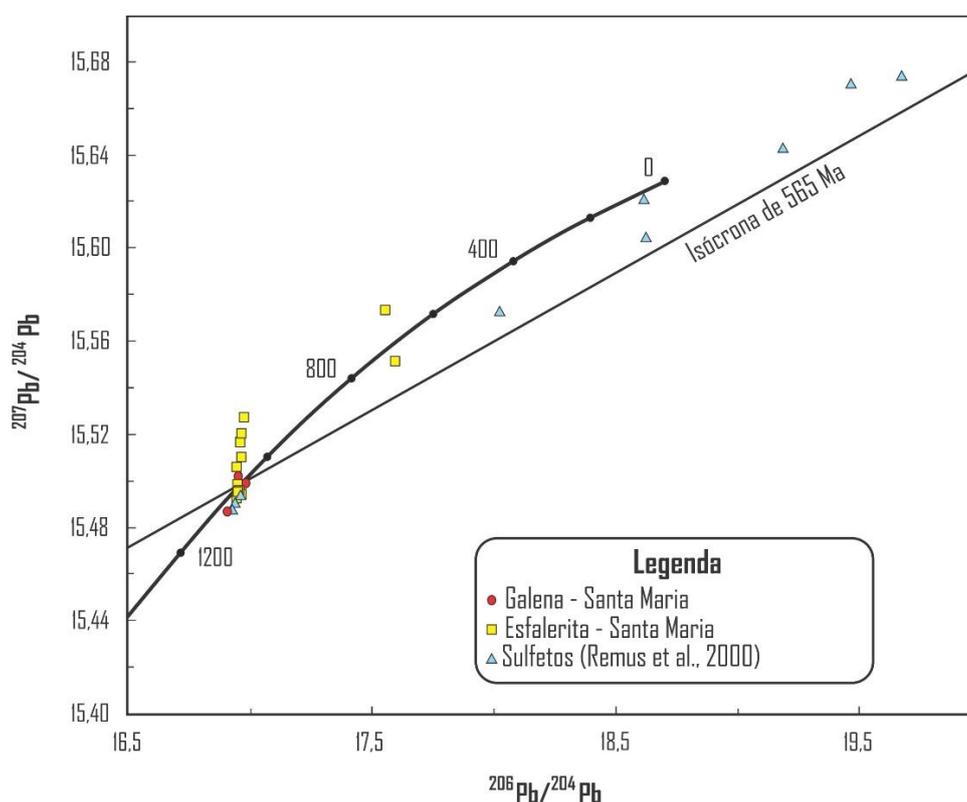


Figura 25: Diagrama Pb-Pb apresentando os dados isotópicos de sulfetos (galena e esfalerita) do depósito Santa Maria obtidos neste trabalho. Os dados obtidos por Remus *et al.* (2000), a isócrona de referência de 565 Ma para o magmatismo Acampamento Velho nas Minas do Camaquã, e a curva de crescimento de Stacey & Kramer (1975) também estão plotados para comparação.

A composição isotópica do Pb obtida através da média das composições de galena e das menores composições dos lixiviados de esfalerita indica uma fonte primitiva para o minério do depósito de Santa Maria com idade modelo de 1066 Ma ($\mu=9,74$), conforme a curva de crescimento de Stacey & Kramer (1975). Rochas com tal idade são desconhecidas na Bacia de Camaquã e em seu embasamento, mas possivelmente estão em maiores profundidades. Idades similares foram obtidas em cristais de zircão detríticos herdados (1,2 a 1,0 Ga) no Escudo Sul-Riograndense, cuja fonte também ainda não foi identificada (Hartmann *et al.* 2016).

Tabela 5: Razões isotópicas de Pb obtidas para os sulfetos do depósito Santa Maria. Dados similares obtidos por Remus *et al.* (2000) também são apresentados, para os quais o erro analítico total para cada razão isotópica de Pb corresponde a $\pm 0,15\%$.

Amostra	Mineral	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	2σ
A1-10	GALENA	16,950	0,001	15,502	0,001	37,62	0,002
A2-5	GALENA	16,905	0,002	15,487	0,002	37,58	0,004
A3-5	GALENA	16,983	0,001	15,499	0,001	37,59	0,002
A3-7 L1	ESFALERITA	16,965	0,002	15,521	0,002	37,66	0,005
A3-7 L2	ESFALERITA	16,963	0,004	15,511	0,004	37,63	0,010
A3-7 L3	ESFALERITA	16,947	0,002	15,499	0,002	37,60	0,005
A3-7 L4	ESFALERITA	16,973	0,003	15,528	0,003	37,69	0,007
A3-7 L5	ESFALERITA	16,956	0,001	15,497	0,001	37,60	0,003
A3-7 L6	ESFALERITA	17,595	0,002	15,552	0,002	37,63	0,004
A3-8 L1	ESFALERITA	16,945	0,002	15,507	0,002	37,63	0,005
A3-8 L2	ESFALERITA	16,947	0,002	15,496	0,002	37,58	0,004
A3-8 L3	ESFALERITA	16,945	0,001	15,493	0,001	37,57	0,002
A3-8 L4	ESFALERITA	16,960	0,001	15,517	0,001	37,65	0,002
A3-8 L5	ESFALERITA	16,963	0,001	15,495	0,001	37,58	0,002
A3-8 L6	ESFALERITA	17,555	0,011	15,574	0,010	37,74	0,025
Dados de Remus et al. (2000)							
MSMA-G	GALENA	16,927	-	15,488	-	37,56	-
MSMC-G	GALENA	16,950	-	15,502	-	37,63	-
MSB-B gn	GALENA	16,96	-	15,494	-	37,55	-
MSMC-S	ESFALERITA	16,939	-	15,491	-	37,58	-
SMP-10	ARENITO	17,215	-	15,522	-	37,84	-
SMP-15	ARENITO	17,701	-	15,547	-	38,27	-
CM-7708	ARENITO	18,433	-	15,585	-	39,12	-
CB-199E.P20	CALCOPIRITA I	19,468	-	15,671	-	40,32	-
CB-199E.P20	PIRITA	19,185	-	15,643	-	39,48	-
CB.P-19	PIRITA	18,626	-	15,605	-	38,93	-
CB.P-19	CALCOPIRITA	18,616	-	15,621	-	39,06	-
CB.-282A	CALCOPIRITA	18,024	-	15,573	-	38,21	-
TV-211	PIR/CALCOP II	19,672	-	15,674	-	39,44	-

A linearidade observada por Remus *et al.* (2000) no diagrama isotópico da Figura 19, para os sulfetos dos depósitos Camaquã e Santa Maria, estabelece uma correlação entre os fluidos mineralizadores dos depósitos de Cu (Au-Ag) e Pb-Zn (Cu-Ag) das Minas do Camaquã, sugerindo a existência de uma única fonte para ambos. A natureza subparalela desse conjunto de dados isotópicos com a isócrona de referência da Formação Acampamento Velho indica uma possível associação entre os depósitos em questão e esse magmatismo.

Quando plotados no diagrama de Zartman & Doe (1981; Figs. 20 e 21), os dados isotópicos dos sulfetos analisados neste trabalho caem na curva de evolução do Orógeno, o que sugere uma origem orogênica ou mista para o Pb da rocha fonte do depósito Santa Maria, e indicam uma idade modelo de 1,1 a 1,2 Ga. Também é possível notar que apenas a razão isotópica $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ apresenta variação significativa, destacando-se a homogeneidade da razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, assim como a consistência dos dados isotópicos obtidos com os dados de Remus *et al.* (2000) para galena e esfalerita.

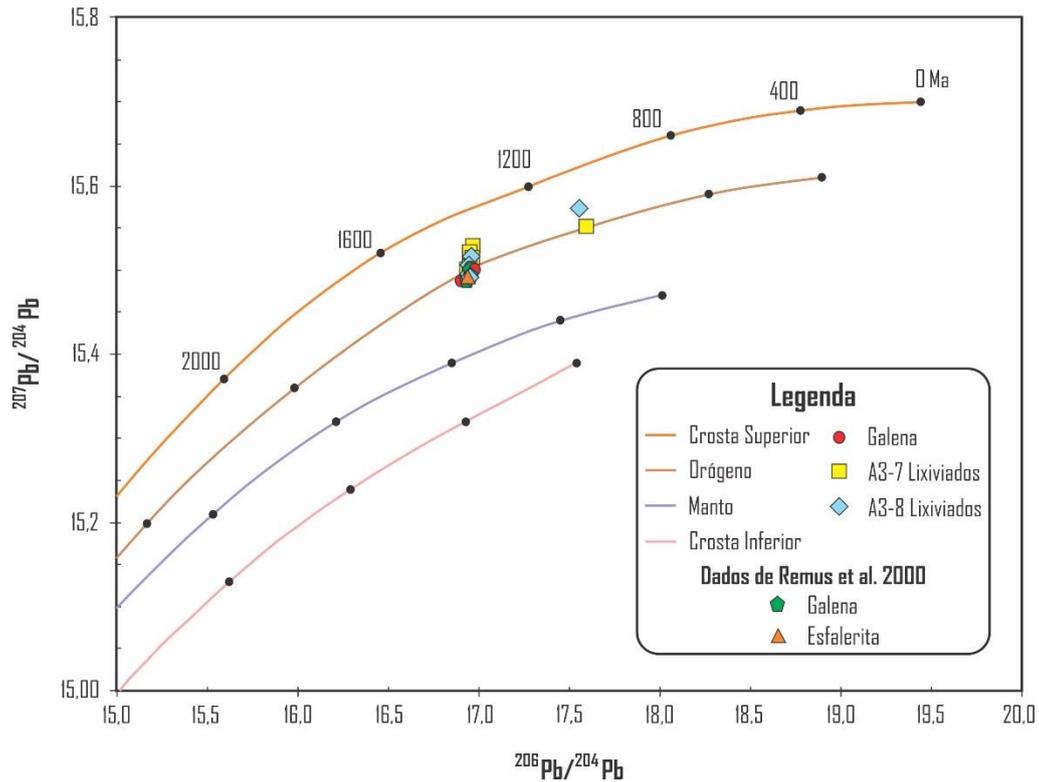


Figura 26: Dados isotópicos de galena e esfalerita obtidos neste trabalho plotados no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de Zartman & Doe (1981), indicando a origem orogênica ou mista do minério de Santa Maria e uma idade modelo de 1,1 a 1,2 Ga. Os dados obtidos por Remus *et al.* (2000) para os mesmos sulfetos são apresentados para comparação.

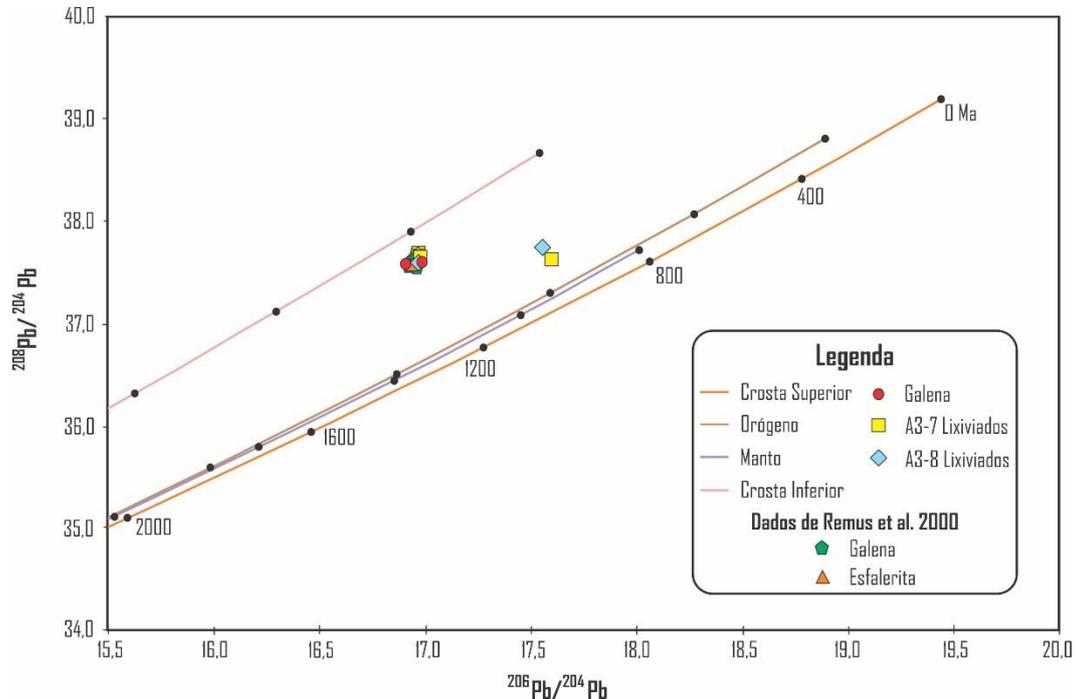


Figura 27: Dados isotópicos de galena e esfalerita obtidos neste trabalho plotados no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de Zartman & Doe (1981), demonstrando a homogeneidade das razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Os dados obtidos por Remus *et al.* (2000) para os mesmos sulfetos são apresentados para comparação.

9. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

A hipótese de um depósito de origem epitermal é sugerida pela presença de feições indicativas de *boiling* (adulária e texturas de quartzo diagnósticas) em uma zona mineralizada (Dong *et al.* 1995, Hedenquist *et al.* 2000, Moncada *et al.* 2012). A associação mineralógica do minério que ocorre no depósito Santa Maria (galena, esfalerita e pirita, menor calcocita e calcopirita, e raras bornita e covelita) aponta para um estado de sulfetação predominantemente intermediário (Einaudi *et al.* 2003, Sillitoe & Hedenquist 2003, Simmons *et al.* 2005). Adicionalmente, os tipos de alteração observados (adularitização, sericitização, carbonatação e cloritização), a razão Ag/Au elevada (> 100), assim como a ocorrência de carbonatos com Mn, esfalerita pobre em FeS (1 mol % em média) e do mineral raro betekhtinite, reforçam a ideia de um depósito epitermal de sulfetação intermediária (Einaudi *et al.* 2003, Heald *et al.* 1987, Nie *et al.* 2015, Sillitoe & Hedenquist 2003, Simmons *et al.* 2005) e indicam a possibilidade de existência de um depósito porfirítico em maiores profundidades na região das Minas do Camaquã ou em suas proximidades (*cf.* Nie *et al.* 2015, Sillitoe & Hedenquist 2003).

A salinidade baixa a moderada (2,3 a 17,7%), os valores da $\delta^{34}\text{S}$ (-2,6 a +1,1‰) e a identificação de rodocrosita nesse depósito (Lima *et al.* 1998, Remus *et al.* 2000, Remus *et al.* 2011) também dão suporte a tais conclusões.

Remus *et al.* (2011) estudaram um depósito de sulfetos de Cu, denominado Crespos, que ocorre hospedado em riolitos da Formação Acampamento Velho. Verificaram que sua composição isotópica de Pb é similar às mais primitivas dos depósitos Santa Maria, Camaquã e Cerro dos Martins, e que tais composições formam um arranjo linear. Com base nestes e em outros dados, esses autores sugeriram que a mineralização desses depósitos é coeva e relacionada ao magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho, desenvolvido há cerca de 545 ± 13 Ma (Rb-Sr; Almeida *et al.* 1996).

A datação do andesito DMK-CL (565 ± 5 Ma) permitiu identificar a ocorrência da Formação Acampamento Velho na região das Minas do Camaquã, de forma inédita. Essa nova idade, aliada à idade máxima de deposição do Grupo Santa Bárbara (566 ± 7 Ma; Bicca *et al.* 2013; 568 ± 6 Ma, Oliveira *et al.* 2014), demonstram que o andesito DMK-CL é contemporâneo às rochas sedimentares encaixantes da Formação Rincão

dos Mouras. As feições peperíticas encontradas no andesito da Área 1, hospedeiro da mineralização, que revelam sua contemporaneidade às rochas sedimentares encaixantes da Formação Seival, além de sua composição química similar à do andesito DMK-CL, permitem atribuir-lhe a mesma idade, e portanto, a mesma classificação estratigráfica.

Os dados de isótopos de Pb sugerem uma associação entre o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho e a mineralização. Portanto, o minério parece ter se originado entre 565 e 545 Ma, aproximadamente, a partir de eventos magmáticos de afinidade alcalina.

Os dados isotópicos sugerem ainda uma fonte predominantemente crustal e antiga do embasamento para o Pb, e possivelmente para os outros metais, com proveniência orogênica ou mista e idade modelo de 1066 Ma, o que significa que fluidos magmáticos-hidrotermais lixiviaram os metais das rochas percoladas.

O ambiente tectônico de formação das Minas do Camaquã - *rift* pós-colisional com magmatismo alcalino associado – assemelha-se ao de outros depósitos epitermais (de baixa e intermediária sulfetação) ligados a rochas magmáticas alcalinas, também desenvolvidos em ambientes de extensão intensa e fora dos arcos vulcânicos convencionais (*e.g.* Cripple Creek, Estados Unidos; Emperor, Fiji; Ladolam, Papua Nova Guiné; Baley, Rússia; Tsav, Mongólia; Eaton & Setterfield 1993, Nie *et al.* 2015, Sillitoe & Hedenquist 2003, Simmons *et al.* 2005, Zorin *et al.* 2001).

A origem do minério parece estar relacionada tanto à reação química do fluido mineralizante com as rochas encaixantes quanto à manifestação localizada de *boiling*. Em ambos os casos, a deposição do minério teria sido ocasionada a partir da neutralização de uma solução hidrotermal inicialmente ácida.

Os dados geoquímicos e petrográficos indicam que o sistema hidrotermal mineralizante foi tamponado pelas rochas encaixantes, as quais controlaram a gênese do depósito de Pb-Zn (Cu-Ag), determinando a ocorrência da mineralização (paragêneses sulfetadas) preferencialmente em rochas de granulometria mais fina e vulcânicas associadas, enquanto paragêneses mais oxidadas dominariam as sequências de *red beds*. É possível que esse modelo compreenda um guia prospectivo para a Bacia do Camaquã.

Renac *et al.* (2014) consideraram o depósito Camaquã como do tipo epitermal de baixa sulfetação com base na classificação de Hedenquist & Lowenstern (1994), na qual

os depósitos epitermais de baixa e intermediária sulfetação não são diferenciados quanto à nomenclatura e estão reunidos no mesmo grupo, sendo caracterizados, entre outras coisas, por resultarem de uma mistura entre fluidos meteóricos e magmáticos. Os dados isotópicos de Pb demonstram uma boa correlação entre os fluidos mineralizadores dos depósitos de Cu (Au-Ag) e Pb-Zn (Cu-Ag) das Minas do Camaquã, o que sugere a existência de uma única fonte para ambos. Logo, considerando-se ainda a mineralogia característica do depósito Camaquã e sua salinidade (0,7 a 22 wt%; Lima *et al.* 1998, Ronchi *et al.* 2000), é possível admitir a hipótese de um depósito epitermal de sulfetação intermediária, assim como o Santa Maria. A diferença nas associações mineralógicas observadas nesses depósitos, ambas com um estado de sulfetação predominantemente intermediário, é atribuída a diferentes graus de interação dos fluidos mineralizantes com as rochas encaixantes do minério, ocasionando uma leve variação no estado de sulfetação.

10. REFERÊNCIAS

- Almeida D.P.M., Chemale F.Jr. & Machado A. 2012. Late to Post-Orogenic Brasiliano-Pan-African Volcano-Sedimentary Basins in the Dom Feliciano Belt, Southernmost Brazil. In: Ali Ismail Al-Juboury. (ed.). *Petrology - New Perspectives and Applications*, 1, Rijeka-InTech, p. 73-130.
- Almeida D.P.M. & Zeffass H. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã, RS. In: 39º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, v. 2. p. 19-21.
- Almeida D.P.M., Zeffass H., Basei M.A., Petry K. and Gomes C.H. 2002. 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*, **5**:721-733.
- Almeida R.P. 2005. *Tectônica e Sedimentação do Ediacariano ao Ordoviciano: Exemplos do Supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental)*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 216 p.
- Almeida R.P., Janikian L., Fragoso-Cesar A.R.S. & Fambrini G.L. 2010. The Ediacaran to Cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The Journal of Geology*, **118**:145-161.
- Babinski M., Chemale F.Jr, Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology*, **24**:439–442.
- Badi W.S.R. 1987. Relatório final de pesquisa. CBC, Porto Alegre, Brazil, 120p.
- Badi W.S.R. & Gonzalez A.P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul-RS. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (eds). *Principais Depósitos Minerais do Brasil*. DNPM-CVRD, p. 157-170.
- Bąk B. 2013. Ferroan dolomites and ankerites from the Silesian-Cracow deposits of zinc and lead ores. *Geological Quarterly*, **37**:279-290.
- Beckel J. 1992. Características físico-químicas do fluido hidrotermal formador das mineralizações de cobre das minas do Camaquã, RS. In: Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras. São Leopoldo, *Boletim de Resumos Expandidos*, v. 1, p. 6-11.

Bettencourt J.S. 1972. *Mina de Cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196 p.

Bicca M.M., Chemale Jr.F., Jelinek A.R., de Oliveira C.H.E., Guadagnin F. & Armstrong R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**:173-192.

Bitencourt M.D.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:186-189.

Bogdanov K. & Popov K. 2003. Cu-Au epithermal systems in the southern part of the Panagyurishte ore region, Bulgaria. In: *Cretaceous porphyry epithermal systems of the Srednogorie zone, Bulgaria*. Society of Economic Geologists, Guidebook Series, 36, 91-114.

Borba A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 233p.

Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.

Browne P.R.L. & Ellis A.J. 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*. **269**:97-131

Busby-Spera C.J. & White J.D. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, **49**:765-776.

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

Chemale F.Jr, Hartmann L.A., Silva L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, **10**:151-166.

Dong G., Morrison G., Jaireth S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology* **90**:1841-1856.

Eaton P.C. & Setterfield T.N. 1993. The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua Caldera, Fiji. *Economic Geology*, **88**:1053-1083.

Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, **10**:285-314.

Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**:321-340.

Fambrini G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 243 p.

Fambrini G.L., Janikian L., Paes de Almeida R., Fragoso-César A.R.S. 2005. O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**:227-238.

Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**:77-96.

- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., de Almeida R.P., Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., ... Saes G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **30**:439-441.
- Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: 1º Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Porto Alegre, *Boletim de Resumos*, 139-144.
- Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e Evolução Crustal da Área do Depósito de Cu–Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**:143-159.
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarembó, RS. In: 8º Congresso Brasileiro de Geoquímica. Curitiba, *Anais*, p. 21-26.
- Gonzalez M., Teixeira G. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da região das Minas do Camaquã. In: 31º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Anais*, v. 3, p. 1513-1524.
- Gresse P.G., Chemale Jr.F., Silva L.C., Walraven F. and Hartmann L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, v. **8**:157-171.
- Hartmann L.A., Lopes W.R., Savian J.F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **88**:75-92.
- Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**:1-26.
- Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13**:45-77.
- Hedenquist J.W. & Lowenstern J.B. 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**:519-527.
- Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. *Brazilian Journal of Geology*, **33**:349-362.
- Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Souza Martins V.T., Dantas E.L., Tohver E., ... D'Agrella-Filho M.S. 2012. 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*, **21**:466-482.
- Janikian L., Almeida R.P., Trindade D., Ferreira R.I., Fragoso-Cesar A.R.S., Dantas E.L., Tohver E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, **20**:259-266.
- Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement of packing in sandstones. *The Journal of Geology*, **64**:385-395.
- Kokelaar B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society*, **139**:21-33.
- Kouzmanov K., Ramboz C., Bailly L., Bogdanov K. 2004. Genesis of high-sulfidation vincienite-bearing Cu–As–Sn (< Au) assemblage from the Radka epithermal copper deposit, Bulgaria: evidence from mineralogy and infrared microthermometry of enargite. *The Canadian Mineralogist*, **42**:1501-1521.

- Large R.R. & McGoldrick P.J. 1998. Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn–Pb–Ag deposits, 1. Lady Loretta Deposit, Queensland. *Journal of Geochemical Exploration*, **63**:37-56.
- Laux J.H., Lindenmayer Z.G. 2000. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: Ronchi L.H., Lobato A.O.C. (eds), *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, UNISINOS/FAPERGS, p. 133–164.
- Laux J.H., Lindenmayer Z.G., Teixeira J.B.G., Neto A.B. 1998. Uso de elementos terras raras na identificação da proveniência dos sedimentos e da fonte da mineralização das Minas do Camaquã e da Jazida Santa Maria. In: 40° Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, *Anais*, p. 163.
- Laux J.H., Lindenmayer Z.G., Teixeira J.B.G., Neto A.B. 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, **26**:71-89.
- Lee Rodgers J. & Nicewander W.A. 1988. Thirteen ways to look at the correlation coefficient. *The American Statistician*, **42**:59-66.
- Lima E.F., Liz J.D., Sommer C.A., Mallmann G., Borba A.W., Gonçalves C.R.H. & Wildner W. 2002. Membro Rodeio Velho da bacia do Camaquã, RS: identificação de estruturas vulcânicas ordovicianas. In: 2° Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados. Belém, *Boletim de Resumos*, p. 99.
- Lima L., Almeida D.P.M., Collao S. and Zerfass H. 1998. El yacimiento Santa Maria (Pb-Zn-Ag), del distrito minero de Camaquã, RS - Brasil: petrografia, paragenesis mineralógica y temperatura de formacion. In: 2° Congresso Uruguai de Geologia. Punta Del Este, *Atas*, v. 2, p. 227-231.
- Ludwig K. 2008. *Isoplot 3.6*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, **4**, 77p.
- Manhès G. 1982. Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire. PhD Thesis, Universidade de Paris, Paris, 249 p.
- Markham N. L., & Ottemann J. (1968). Betekhtinite from Mt. Lyell, Tasmania. *Mineralium Deposita*, **3**(2), 171-173.
- Martin U. & Németh K. 2007. Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159**:164-178.
- Matté V., Sommer C. A., de Lima E. F., Philipp R. P. & Basei M. A. S. 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**:201-222.
- Moncada D., Mutchler S., Nieto A., Reynolds T.J. Rimstidt J.D. & Bodnar R.J. 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: Application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **114**:20-35.
- Mozley P.S. & Hoernle K. 1990. Geochemistry of carbonate cements in the Sag River and Shublik Formations (Triassic/Jurassic), North Slope, Alaska: implications for the geochemical evolution of formation waters. *Sedimentology*, **37**:817-836.
- Nie F.J., Li Q.F., Liu C.H., Ding C.W. 2015. Geology and origin of Ag–Pb–Zn deposits occurring in the Ulaan-Jiawula metallogenic province, northeast Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **97**:424-441.
- Oliveira C.H.E., Chemale F., Jelinek A.R., Bicca M.M., Philipp R.P. 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, **246**:240-255.
- Paim P.S.G., Chemale F. Jr. & Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 231-274.

- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L. 2000. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, **3**:155-174.
- Remus M.V., Hartmann L.A., Toniolo J.A. 2011. Low-temperature, hydrothermal base and precious metal deposits hosted by volcanic-sedimentary sequences of the Camaquã basin, southernmost Brazil. In: European Geosciences Union General Assembly. Vienna, Poster
- Renac C., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Ronchi L.H., Nardi L.V.S., Laux J.H. 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry–epithermal system: The Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, **60**:146-160.
- Ribeiro M., Bocchi P.R., Figueiredo F.P.M., Tessari R.I. 1966. *Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 232 p. (Boletim 127).
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia-Série Geológica*, **5**:19-54.
- Rios F.S. 2012. *Caracterização Petrográfica e Mineralógica da Alteração Hidrotermal no depósito de Pb-Zn(-Cu-Ag) de Santa Maria, Distrito Mineiro de Camaquã, RS*. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104 p.
- Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Bastos Neto A., Murta C.R. 2000. O stockwork e a zona do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. In: Ronchi L.H., Lobato, A.O.C. (eds). *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, UNISINOS/FAPERGS, p. 165–190.
- Sillitoe R.H., Hedenquist J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, **10**:315-343.
- Simmons S.F., White N.C., John, D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th anniversary volume*, **29**:485-522.
- Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. 2002. Peperite: a review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**:1-17.
- Sommer C.A., Leitzke F.P., Lima E.F.D., Barreto C.J.S., Lafon J.M., Matté V.,... Basei M.Â.S. 2017. Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47**:545-560.
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Figueiredo A.M.G. & Pierosan R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:237–254
- Stacey J.T. & Kramers 1. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and planetary science letters*, **26**:207-221.
- Steiner A. 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand. *Mineral. Magazine*, **37**:916-922.
- Teixeira G., Gonzalez A.P. 1988. Minas do Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus, C., Coelho, C.E.S. (eds). *Principais Depósitos Mineraiis do Brasil*. DNPM-CVRD, p. 33-41.
- Teixeira G. Gonzales A.P., Gonzales M.A., Licht O.A.B. 1978a. Situação das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. In: 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 6, p. 1893-1905.

Teixeira G., Gonzales A.P., Gonzales M.A., Licht O.A.B. 1978b. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no distrito Minas do Camaquã. In: 30° Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 6, p. 1644-1654.

Toniolo J.A., Remus M.V.D., Macambira M.J.B., Moura C.A.V 2004. Metalogênese do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, RS, Revisão e Geoquímica Isotópica de Sr, S, O e C. *Pesquisas em Geociências*, **31**:41-67.

Troian G.C., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Canarim D., Patricia Patrier-Mas, P., Renac, C. 2009. Cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **37**:173-190.

Umann L.V., Delima E.F., Sommer C.A., Liz J.D. de 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul-RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:357-364.

Vedana L.A., Philipp R.P. & Sommer, C.A. 2017. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47**:467-489.

Votorantim Metais 2012. Relatório anual interno.

White N.C. & Hedenquist J.W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG newsletter*, **23**:9-13.

Worden R.H. & Burley S.D. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: Burley S.D & Worden R.H. (eds.). *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient. International Association of Sedimentologists-Special Publication*, 4, Oxford, Blackwell, p. 3-44.

Wildner W., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil: characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:261-283.

Zartman R.E. & Doe B.R. 1981. Plumbotectonics-the model. *Tectonophysics*, **75**:135-162.

Zorin Y.A., Zorina L.D., Spiridonov A.M. & Rutshtein, I.G. 2001. Geodynamic setting of gold deposits in eastern and central Trans-Baikal (Chita region, Russia). *Ore Geology Reviews*, **17**:215-23.

.
. .
. .
. .
. .
. .
. .

CAPÍTULO 3 CONCLUSÕES GERAIS

3.1 CONCLUSÕES

A soma dos dados obtidos neste trabalho com aqueles já disponíveis na literatura, acerca dos depósitos constituintes das Minas do Camaquã, permitiu a elaboração de um novo modelo metalogenético para a mineralização de Santa Maria.

Um depósito epitermal de sulfetação intermediária é sugerido pelas seguintes observações: 1) feições indicativas de *boiling* (adulária e texturas de quartzo diagnósticas) em uma zona mineralizada; 2) a associação mineralógica do minério (galena, esfalerita e pirita, menor calcocita e calcopirita, e raras bornita e covelita); 3) os tipos de alteração hidrotermal (adularitização, sericitização, carbonatação e cloritização); 4) a razão Ag/Au elevada (> 100); 5) a ocorrência de carbonatos com Mn, esfalerita pobre em FeS (1 mol % em média) e do mineral raro betekhtinite. Adicionalmente, esses dados sugerem a existência de um depósito porfirítico em maiores profundidades na região das Minas do Camaquã ou em suas proximidades.

A salinidade baixa a moderada (2,3 a 17,7%; Lima *et al.* 1998), os valores da $\delta^{34}\text{S}$ (-2,6 a +1,1‰; Remus *et al.* 2000a) e a identificação de rodocrosita nesse depósito (Remus *et al.* 2011) também dão suporte a tais conclusões.

Remus *et al.* (2011) estudaram um depósito de sulfetos de Cu, denominado Crespos, que ocorre hospedado em riolitos da Formação Acampamento Velho. Verificaram que sua composição isotópica de Pb é similar às mais primitivas dos depósitos Santa Maria, Camaquã e Cerro dos Martins, e que tais composições formam um arranjo linear. Com base nestes e em outros dados, esses autores sugeriram que a mineralização desses depósitos é coeva e relacionada ao magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho, desenvolvido há cerca de 545 ± 13 Ma (Rb-Sr; Almeida *et al.* 1996).

A datação do andesito DMK-CL (565 ± 5 Ma) permitiu identificar a ocorrência da Formação Acampamento Velho na região das Minas do Camaquã, de forma inédita. Essa nova idade, aliada à idade máxima de deposição do Grupo Santa Bárbara (566 ± 7 Ma; Bicca *et al.* 2013; 568 ± 6 Ma; Oliveira *et al.* 2014), demonstram que o andesito DMK-CL é contemporâneo às rochas sedimentares encaixantes da Formação Rincão

dos Mouras. As feições peperíticas encontradas no andesito da Área 1, hospedeiro da mineralização, que revelam sua contemporaneidade às rochas sedimentares encaixantes da Formação Seival, assim como sua composição química similar à do andesito DMK-CL, permitem atribuir-lhe a mesma idade, e, portanto, a mesma classificação estratigráfica.

Os dados de isótopos de Pb sugerem uma associação entre o magmatismo alcalino da Formação Acampamento Velho e a mineralização. Portanto, o minério parece ter se originado entre 565 e 545 Ma, aproximadamente, a partir de eventos magmáticos de afinidade alcalina.

Os dados isotópicos sugerem ainda uma fonte predominantemente crustal e antiga do embasamento para o Pb, e possivelmente para os outros metais, com proveniência orogênica ou mista e idade modelo de 1066 Ma, o que significa que fluidos magmáticos-hidrotermais lixiviaram os metais das rochas percoladas.

O ambiente tectônico de formação das Minas do Camaquã - *rift* pós-colisional com magmatismo alcalino associado – assemelha-se ao de outros depósitos epitermais (de baixa e intermediária sulfetação) ligados a rochas magmáticas alcalinas, também desenvolvidos em ambientes de extensão intensa e fora dos arcos vulcânicos convencionais (*e.g.* Cripple Creek, Estados Unidos; Emperor, Fiji; Ladolam, Papua Nova Guiné; Baley, Rússia; Tsav, Mongólia).

A origem do minério parece estar relacionada tanto à reação química do fluido mineralizante com as rochas encaixantes quanto à manifestação localizada de *boiling*. Em ambos os casos, a deposição do minério teria sido ocasionada a partir da neutralização de uma solução hidrotermal inicialmente ácida.

Os dados geoquímicos e petrográficos indicam que o sistema hidrotermal mineralizante foi tamponado pelas rochas encaixantes, as quais controlaram a gênese do depósito de Pb-Zn (Cu-Ag), determinando a ocorrência da mineralização (paragêneses sulfetadas) preferencialmente em rochas de granulometria mais fina e vulcânicas associadas, enquanto paragêneses mais oxidadas dominariam as sequências de *red beds*. É possível que esse modelo compreenda um guia prospectivo para a Bacia do Camaquã.

Os dados isotópicos de Pb demonstram uma boa correlação entre os fluidos mineralizadores dos depósitos Camaquã e Santa Maria, o que sugere a existência de

uma única fonte para ambos. Considerando-se ainda a mineralogia característica do depósito Camaquã e sua salinidade (0,7 a 22 wt%; Lima *et al.* 1998, Ronchi *et al.* 2000), é possível admitir a hipótese de um depósito epitermal de sulfetação intermediária nesse caso também. A diferença nas associações mineralógicas observadas nesses depósitos, ambas com um estado de sulfetação predominantemente intermediário, é atribuída a diferentes graus de interação dos fluidos mineralizantes com as rochas encaixantes do minério, ocasionando uma leve variação no estado de sulfetação.

REFERÊNCIAS

- Almeida D.P.M., Chemale F.Jr., Machado A. 2012. 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. Rijeka-InTech, 1, p. 73-130.*
- Almeida D.P.M., Lopes R.C., Lima L., Gomes C.H. 2000. 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, 30: 23-34.*
- Almeida D.P.M., Paim P.S.G., Vieira N. Jr. 1992. Petrologia do vulcanismo eo-paleozóico das bacias do Camaquã e Santa Bárbara, RS. *In: 1º Workshop Sobre Bacias Molássicas Brasilianas, São Leopoldo, Bol. Resumos Expandidos, p.16-22.*
- Almeida D.P.M., Zeffass H., Basei M.A., Petry K., Gomes C.H. 2002. 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, 5: 721-733.*
- Almeida R.P. 2001. *Evolução tectono-sedimentar da Formação Santa Bárbara na Sub-bacia Camaquã Ocidental, RS.* DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 160 p.
- Almeida R.P. 2005. *Tectônica e sedimentação do Ediacariano ao Ordoviciano: exemplos do supergrupo Camaquã (RS) e do Grupo Caacupé (Paraguai Oriental).* TS Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 216 p.
- Almeida R.P., Janikian L., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2010. The ediacaran to cambrian rift system of Southeastern South America: tectonic implications. *The journal of Geology, 118:145-161.*
- Babinski M., Chemale F.Jr, Hartmann L.A., Van Schmus W.R., Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology, 24: 439–442.*
- Badi W.S.R. 1987. *Relatório final de pesquisa.* Porto Alegre, Brazil, CBC, 120p.
- Badi W.S.R. & Gonzalez A.P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul-RS. *In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (Eds). Principais depósitos minerais do Brasil.* Brasília, DF, DNPM-CVRD, p. 157-170.
- Bak B. 2013. Ferroan dolomites and ankerites from the Silesian-Cracow deposits of zinc and lead ores. *Geological Quarterly, 37:279-290.*
- Barros F.C.D. 2012. *Emanações gasosas de mercúrio associadas com mineralizações sulfetadas de zinco. Estudo de caso: depósito de Santa Maria (RS).* DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 151 p.

- Beckel J. 1992. Características físico-químicas do fluido hidrotermal formador das mineralizações de cobre das minas do Camaquã, RS. *In: 1º Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, São Leopoldo, Boletim de Resumos Expandidos*, p. 6-11.
- Bettencourt J.S. 1972. *Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul*. TS Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196 p.
- Bicca M.M. 2013. *Tectônica e proveniência do grupo Santa Bárbara, região de Minas do Camaquã-RS*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 130 p.
- Bicca M.M., Chemale Jr. F., Jelinek A.R., Oliveira C.H.E. de, Guadagnin F., Armstrong R. 2013. Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **48**: 173-192.
- Bitencourt M.D.F. & Nardi L.V.S. 2000. Tectonic setting and sources of magmatism related to the Southern Brazilian Shear Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:186-189.
- Bogdanov K. & Popov K. 2003. Cu-Au epithermal systems in the southern part of the Panagyurishte ore region, Bulgaria. *In: Bogdanov K. & Strashimirov S. (Eds.). Cretaceous porphyry epithermal systems of the Srednogorie zone, Bulgaria*. Littleton, CO 80127 USA, Society of Economic Geologists, p. 91-114. (Guidebook Series, 36).
- Bonhome M.G. & Ribeiro M.J. 1983. Datações K–Ar das argilas associadas a mineralização de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. *In: 1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre, *Atas*, p. 82–88.
- Bongiolo E.M. 2006. *Integração de dados mineralógicos, isótopos estáveis (O, H) e porosidade de rochas (14C-PMMA) no reconhecimento da evolução da alteração no sistema hidrotermal de Lavras do Sul/RS, Brasil*. TS Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 86 p.
- Bongiolo E.M., Patrier-Mas P., Mexias A.S., Beaufort D., Formoso M.L.L. 2008. Spatial and temporal evolution of hydrothermal alteration at Lavras do Sul, Brazil: evidence from dioctahedral clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, **56**: 222-243.
- Borba A.W. 2006. *Evolução geológica da "Bacia do Camaquã" (Neoproterozóico e Paleozóico inferior do Escudo Sul-riograndense, RS, Brasil): uma visão com base na integração de ferramentas de estratigrafia, petrografia e geologia isotópica*. TS Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 233p.
- Borba A.W., Mizusaki A.M.P. 2003. Santa Bárbara Formation (Caçapava do Sul, Southern Brazil): depositional sequences and evolution of an Early Paleozoic postcollisional basin. *Journal of South American Earth Sciences*, **16**: 365-380.
- Borba A.W., Mizusaki A.M.P., Santos J.O.S., McNaughton N.J., Onoe A.T., Hartmann L.A. 2008. U–Pb zircon and ^{40}Ar – ^{39}Ar 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*, **20**:359-375.

Borba A.W., Mizusaki A.M.P., Silva D.R.A., Koester E., Noronha F.L., Casagrande J. 2006. Provenance of the Neoproterozoic Maricá Formation (Sul-rio-grandense Shield, Southern Brazil): Petrographic and Sm-Nd isotopic constraints. *Gondwana Research*, **9**:464–474.

Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**:23-40.

Browne P.R.L. & Ellis A.J. 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: Mineralogy and related geochemistry. *American Journal of Science*. **269**: 97-131

Busby-Spera C.J. & White J.D. 1987. Variation in peperite textures associated with differing host-sediment properties. *Bulletin of Volcanology*, **49**:765-776.

Canarim D.M. 2013. *Datação ^{40}K - ^{40}Ar de ítilas associadas a processos hidrotermais em regiões mineralizadas – uma aplicação nas Minas do Camaquã (Bacia do Camaquã, sul do Brasil)*. DS Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 77 p.

Ceyhan N. 2003. *Lead isotope geochemistry of Pb-Zn deposits from Eastern Taurides, Turkey*. TS Doutorado, Middle East Technical University, Eastern Taurides, 105 p.

Chemale F.Jr. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz M., Ros L. F. de. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.

Chemale F.Jr, Hartmann L.A., Silva L.C. 1995. Stratigraphy and tectonism of the brasiliano cycle in Southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, **10**: 151–166.

Dong G., Morrison G., Jaireth S., 1995. Quartz textures in epithermal veins, Queensland; classification, origin and implication. *Economic Geology* , **90**: 1841–1856.

Eaton P.C. & Setterfield T.N. 1993. The relationship between epithermal and porphyry hydrothermal systems within the Tavua Caldera, Fiji. *Economic Geology*, **88**: 1053-1083.

Einaudi M.T., Hedenquist J.W., Inan E.E. 2003. Sulfidation state of fluids in active and extinct hydrothermal systems: transitions from porphyry to epithermal environments. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, **10**: 285-314.

Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná magmatic province: tectonic implications. *Journal of Geodynamics*, **28**: 321-340.

De Ros L.F., Morad S., Paim P.S.G. 1994. The role of detrital composition and climate on the diagenetic evolution of continental molasses: evidence from the Cambro-Ordovician Guaritas Sequence, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, **92**: 197-228.

Faccini U.F., Paim P.S.G., Fragoso-Cesar A.R.S. 1987. Análise faciológica das molassas brasileiras na região das Minas do Camaquã, Eo-paleozóico do RS. In: 3º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia. Curitiba, *Atas*, v. 1, p. 75-91.

Fambrini G.L. 2003. *O Grupo Santa Bárbara (Neoproterozóico III) a Norte do rio Camaquã, Rio Grande do Sul, Brasil*. TS Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 243 p.

Fambrini G.L., Janikian L., Paes de Almeida R., Fragoso-César A.R.S. 2005. O Grupo Santa Bárbara (Ediacarano) na sub-bacia Camaquã Central, RS: estratigrafia e sistemas deposicionais. *Revista Brasileira de Geociências*, **35**: 227-238.

Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Porcher C.C., Tommasi A., Kraemer G., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no escudo Sul-Rio-Grandense: parte 1 - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 351-374.

Fernandes L.A.D., Tommasi A., Porcher C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, **5**:77-96.

Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Almeida R.P. de, Pelosi A.P.M.R., Janikian L., Riccomini C., Saes G.S. 2000. The Camaquã extensional basin: Neoproterozoic to early Cambrian sequences in southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **30**: 439-441.

Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L., Paes de Almeida R., Pelosi A.P.M.R., Janikian L. 2003. A Bacia Camaquã: um sistema intracontinental anorogênico de rifts do Neoproterozóico III – Eopaleozóico no Rio Grande do Sul. In: 1º Encontro Sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Porto Alegre, *Boletim de Resumos*, 139-144.

Fragoso-Cesar A.R.S., Silva Filho W.F., Fambrini G.L., Machado R., Riccomini C., Almeida R.D., Pelosi A.P., Janikian L. 1999. Significado tectônico do magmatismo Rodeio Velho no rift Guaritas (Eopaleozóico do Rio Grande do Sul, Brasil). In: 1º Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados. Gramado, *Boletim de Resumos*, p. 16.

Fragoso-Cesar A.R.S., Wernick E., Soliani Jr E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano-uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. In: 32º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, v. 1, p. 13-23.

Galarza M.A. & Macambira M.J.B. 2002. Geocronologia e evolução crustal da área do depósito de Cu–Au Gameleira, Província Mineral de Carajás (Pará), Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**: 143-159.

Galarza M.A., Macambira M.J.B., Villas R.N. 2008. Dating and isotopic characteristics (Pb and S) of the Fe oxide–Cu–Au–U–REE Igarapé Bahia ore deposit, Carajás mineral province, Pará state, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**: 377-397.

Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 2001. Novas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e geoquímica isotópica Nd-Sr para granitóides shoshoníticos e alcalinos das regiões de Lavras do Sul e Taquarém, RS. *In*: 8º Congresso Brasileiro de Geoquímica. Curitiba, *Anais*, p. 21-26.

Gonzalez M. & Teixeira G. 1980. Considerações sobre a estratigrafia e ambientes de sedimentação da região das Minas do Camaquã. *In*: 31º Congresso Brasileiro de Geologia. Camboriú, *Anais*, v. 3, p. 1513-1524.

Gresse P.G., Chemale Jr.F., Silva L.C., Walraven F., Hartmann L.A. 1996. Late- to post-orogenic basins of the Pan-African-Brasiliano collision orogen in southern Africa and southern Brazil. *Basin Research*, **8**: 157-171.

Hartmann L.A., Leite J.A.D., Silva L.C., Remus M.V.D., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R., Santos J.O.S., Vasconcellos M.A.Z. 2000. Advances in SHRIMP geochronology and their impact on understanding the tectonic and metallogenic evolution of southern Brazil. *Australian Journal of Earth Sciences*, **47**: 829-844.

Hartmann L.A., Lopes W.R., Savian J.F. 2016. Integrated evaluation of the geology, aerogammaspectrometry and aeromagnetometry of the Sul-Riograndense Shield, Southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **88**: 75-92.

Hartmann L.A., Schneider J.O., McNaughton N.J. 2008. Detrital zircon U-Pb age data, and Precambrian provenance of the Paleozoic Guaritas Formation, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, **50**:364-374.

Heald P., Foley N.K., Hayba D.O. 1987. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits; acid-sulfate and adularia-sericite types. *Economic Geology*, **82**: 1-26.

Hedenquist J.W., Arribas A., Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. *Reviews in Economic Geology*, **13**: 45-77.

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

Issler R.S. 1982. Evento geodinâmico brasileiro – fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de la Plata e Dom Feliciano: granitos a duas micas e ofiolitos. *In*: 32º Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, v. 1, p. 24-29.

Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Fambrini G.L. 2003. Redefinição do Grupo Bom Jardim (Neoproterozóico III) em sua área-tipo: litoestratigrafia, evolução paleoambiental e contexto tectônico. *Brazilian Journal of Geology*, **33**:349-362.

Janikian L., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S., Souza Martins V.T., Dantas E.L., Tohver E., D'Agrella-Filho M.S. 2012. 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*, **21**: 466-482.

Janikian L., Almeida R.P., Trindade D., Ferreira R.I., Fragoso-Cesar A.R.S., Dantas E.L., Tohver E. 2008. The continental record of Ediacaran volcano-sedimentary successions in southern Brazil and their global implications. *Terra Nova*, **20**: 259-266.

Kahn J.S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. on the measurement of packing in sandstones. *The journal of Geology*, **64**: 385-395.

Kokelaar B.P. 1982. Fluidization of wet sediments during the emplacement and cooling of various igneous bodies. *Journal of the Geological Society*, **139**: 21-33.

Kouzmanov K., Ramboz C., Bailly L., Bogdanov K. 2004. Genesis of high-sulfidation vinciennite-bearing Cu–As–Sn (< Au) assemblage from the Radka epithermal copper deposit, Bulgaria: evidence from mineralogy and infrared microthermometry of enargite. *The Canadian Mineralogist*, **42**: 1501-1521.

Krymsky R.S., Macambira M.J.B., Lafon J.M., Estumano G.S. 2007. Uranium-lead dating method at the Pará-Iso Isotope Geology laboratory, UFPA, Belém – Brazil: *Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 115–128.

Large, R.R. & McGoldrick, P.J. 1998. Lithogeochemical halos and geochemical vectors to stratiform sediment hosted Zn–Pb–Ag deposits, 1. Lady Loretta Deposit, Queensland. *Journal of Geochemical Exploration*, **63**: 37-56.

Laux J.H. & Lindenmayer Z.G. 2000. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: Ronchi L.H., Lobato A.O.C. (Eds). *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, UNISINOS/FAPERGS, p. 133–164.

Laux J.H., Lindenmayer Z.G., Teixeira J.B.G., Neto A.B. 1998. Uso de elementos terras raras na identificação da proveniência dos sedimentos e da fonte da mineralização das Minas do Camaquã e da Jazida Santa Maria. In: SBG 40º Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte, *Anais*, p. 163.

Laux J.H., Lindenmayer Z.G., Teixeira J.B.G., Neto A.B. 2005. Ore genesis at the Camaquã copper mine, a neoproterozoic sediment-hosted deposit in Southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, **26**:71-89.

Lee Rodgers J. & Nicewander W.A. 1988. Thirteen ways to look at the correlation coefficient. *The American Statistician*, **42**: 59-66.

Leinz V. & Almeida S.D. 1941. *Gênese da jazida de cobre “Camaquam”, município de Caçapava-Rio Grande do Sul*. Secretaria dos Negócios de Agricultura Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul, DNPM, 56 p. (Boletim 88)

Lima E.F., Liz J.D., Sommer C.A., Mallmann G., Borba A.W., Gonçalves C.R.H., Wildner W. 2002. Membro Rodeio Velho da bacia do Camaquã, RS: identificação de

estruturas vulcânicas ordovicianas. *In: 2° Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. Belém, *Boletim de Resumos*, p. 99.

Lima L. & Almeida D.P.M. 1996. Jazimento epitermal de Minas do Camaquã e jazida Santa Maria (RS): Contribuição à petrografia e geotermometria. *In: SBG 39° Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador, *Resumos*, v. 3, p. 280-283.

Lima L. de, Almeida D.P.M., Collao S. 1997. La Mina Uruguai, Distrito Minero de Camaquã: Geología y características químicas de los minerales de alteración y metálicos (RS)-Brasil. *In: 8° Congreso Geológico Chileno. Resumos Expandidos*, v. 2, p. 925–929.

Lima L., Almeida D.P.M., Collao S., Zeffass H. 1998. El yacimiento Santa Maria (Pb-Zn-Ag), del distrito minero de Camaquã, RS - Brasil: petrografia, paragenesis mineralógica y temperatura de formacion. *In: SBG 2° Congresso Uruguai de Geologia*. Punta Del Este, *Atas*, v. 2, p. 227-231.

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

Lopes W.R., Fontana E., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Nardi L.V.S., Renac C. 2014. Caracterização petrográfica e geoquímica da sequência magmática da Mina do Seival, Formação Hilário (Bacia do Camaquã–Neoproterozóico), Rio Grande do Sul, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **41**:51-64.

Ludwig K. 2008. *Isoplot 3.6*. Berkeley Geochronology Center Special Publication, **4**, 77p.

Manhès G. 1982. *Développement de l'ensemble chronométrique U-Th-Pb. Contribution à la chronologie initiale du système solaire*. PhD Thesis, Universidade de Paris, Paris, 249 p.

Maraschin A.J., Mizusaki A.M., Zwingmann H., Borba A.W. de, Sbrissa G.F. 2010. Illite authigenesis in sandstones of the Guaritas Allogroup (Early Paleozoic): implications for the depositional age, stratigraphy and evolution of the Camaquã Basin (Southern Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:400-411.

Markham N.L. & Ottemann J. 1968. Betekhtinite from Mt. Lyell, Tasmania. *Mineralium Deposita*, **3**:171-173.

Martin U. & Németh K. 2007. Blocky versus fluidal peperite textures developed in volcanic conduits, vents and crater lakes of phreatomagmatic volcanoes in Mio/Pliocene volcanic fields of Western Hungary. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **159**:164-178.

Matté V., Sommer C.A., de Lima E.F., Philipp R.P., Basei M.A.S. 2016. Post-collisional Ediacaran volcanism in oriental Ramada Plateau, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**:201-222.

- Meert J.G. & Powell C.M. 2001. Assembly and break-up of Rodinia: introduction to the special volume. *Precambrian Research*, Special Issue, **110**:1-8
- Mexias A.S., Berger G., Gomes M.E., Formoso M.L., Dani N., Frantz J.C., Bongiolo E.M. 2005. Geochemical modeling of gold precipitation conditions in the Bloco do Butiá Mine, Lavras do Sul/Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**: 717-728.
- Moncada D., Mutchler S., Nieto A., Reynolds T.J., Rimstidt J.D., Bodnar R.J. 2012. Mineral textures and fluid inclusion petrography of the epithermal Ag–Au deposits at Guanajuato, Mexico: application to exploration. *Journal of Geochemical Exploration*, **114**:20-35.
- Mozley P.S. & Hoernle K. 1990. Geochemistry of carbonate cements in the Sag River and Shublik Formations (Triassic/Jurassic), North Slope, Alaska: implications for the geochemical evolution of formation waters. *Sedimentology*, **37**:817-836.
- Nardi L.V.S. & Lima E.D. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**:139-146.
- Nie F.J., Li Q.F., Liu C.H., Ding C.W. 2015. Geology and origin of Ag–Pb–Zn deposits occurring in the Ulaan-Jiawula metallogenic province, northeast Asia. *Journal of Asian Earth Sciences*, **97**:424-441.
- Oliveira C.H.E., Chemale F., Jelinek A.R., Bicca M.M., Philipp R.P. 2014. U–Pb and Lu–Hf isotopes applied to the evolution of the late to post-orogenic transtensional basins of the Dom Feliciano belt, Brazil. *Precambrian Research*, **246**:240-255.
- Oliveira J.M.M.T. & Fernandes L.A.D. 1992. Bacias molássicas brasileiras, mito ou realidade. In: 1º Workshop Sobre as Bacias Molássicas Brasileiras. São Leopoldo, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 97-105.
- Paim P.S.G. 1994. *Depositional systems and paleogeographical evolution of the Camaquã and Santa Bárbara basins, Brazil*. PhD Thesis, University of Oxford, Oxford, 277 p.
- Paim P.S.G. 2002. Minas do Camaquã, RS: Marco da história da mineração de cobre no Brasil. In: Schobbenhaus C., Campos D. A., Queiroz E. T., Winge M., Berbert-Born M.L.C. (Eds). *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Brasília,DF, DNPM. p. 501-510.
- Paim P.S.G., Chemale F. Jr., Lopes R.C. 2000. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M., Ros, L.F. de. (Eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS. p. 231-274.
- Paim P.S.G. & Lopes R.C. 2000. Geologia da região das Minas do Camaquã. In: Ronchi L.H. & Lobato A.O.C. (Eds). *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, UNISINOS/FAPERGS, p. 111–132.

- Peate D. W., Hawkesworth C. J., Mantovani M. S. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, **55**: 119-139.
- Pelosi A.P.M.R. & Fragoso-Cesar A.R.S. 2003. Proposta litoestratigráfica e considerações paleoambientais sobre o Grupo Maricá (Neoproterozóico III), Bacia do Camaquã, Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**:137-148.
- Reischl J.L. 1978. Mineralizações cupríferas associadas a vulcânicas na Mina Seival-RS. In: SBG 30º Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 4, p. 1568-1582.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L. 2000a. A distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, **3**:155-174.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Fletcher I.R. 2000b. The link between hydrothermal epigenetic copper mineralization and the Caçapava Granite of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **13**:191-216.
- Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I., Reischl J.L., Dorneles N.T. 1999. The Camaquã Cu (A, Ag) and Santa Maria Pb-Zn (Cu, Ag) Mines of Rio Grande do Sul, Southern Brazil - Is their mineralization syngenetic, diagenetic or magmatic hydrothermal? In: Silva M.G., Misi A. (Eds.). *Base metal deposits of Brazil*. MME/CPRM/DNPM, p. 54-63.
- Remus M.V., Hartmann L.A., Toniolo J.A. 2011. Low-temperature, hydrothermal base and precious metal deposits hosted by volcanic-sedimentary sequences of the Camaquã basin, southernmost Brazil. In: European Geosciences Union General Assembly. Vienna, Poster.
- Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A., Groves D.I. 1997. Pb and S isotope signature of sulphides and constraints on timing and sources of Cu (Au) mineralization at the Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapava do Sul, southern Brazil. In: SSAGI, South American Symposium Isotopic Geology. São Paulo, *Extended Abstracts*, p. 253-255.
- Renac C., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Ronchi L.H., Nardi L.V.S., Laux J.H. 2014. Isotopic fluid changes in a Neoproterozoic porphyry-epithermal system: the Uruguay mine, southern Brazil. *Ore Geology Reviews*, **60**:146-160.
- Ribeiro M., Bocchi P.R., Figueiredo F.P.M., Tessari R.I. 1966. *Geologia da quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM. 232 p. (Boletim 127).
- Ribeiro M. & Fantinel L.M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia-Série Geológica*, **5**:19-54.

Ribeiro M.J. 1991. *Sulfetos em sedimentos detríticos cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. TS Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 416 p.

Ribeiro M. & Lichtenberg E. 1978. Síntese da geologia do Rio Grande do Sul. *In*: 30° Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v.6, p. 2451-2463.

Rios F.S. 2012. *Caracterização Petrográfica e Mineralógica da Alteração Hidrotermal no depósito de Pb-Zn(-Cu-Ag) de Santa Maria, Distrito Mineiro de Camaquã, RS*. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104 p.

Robertson J.F. 1966. Revision of Stratigraphy and nomenclature of rock units in Caçapava-Lavras Region. *Notas e Estudos*, **1**:41-54.

Romero J.A.S., Lafon J.M., Nogueira A.C.R. Soares J.L. 2013. Sr isotope geochemistry and Pb–Pb geochronology of the Neoproterozoic cap carbonates, Tangará da Serra, Brazil. *International Geology Review*, **55**:185-203.

Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Bastos Neto, A., Murta, C.R. 2000. O stockwork e a zona do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. *In*: Ronchi L.H., Lobato A.O.C. (Eds). *Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar*. São Leopoldo, UNISINOS/FAPERGS, p. 165–190.

Santos M.G.M., Almeida R.P., Fragoso-Cesar A.R.S. 2012. Paleostress analysis in brittle structures of the Camaquã copper mines. *Revista Brasileira de Geociências*, **42**:573-584.

Sillitoe R.H. & Hedenquist J.W. 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. *Special Publication-Society of Economic Geologists*, **10**:315-343.

Simmons S.F., White N.C., John D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology 100th anniversary volume*, **29**:485-522.

Silva Filho W.F., Fragoso-Cesar A.R.S., Machado R., Sayeg H.S., Fambrini G.L., Ribeiro de Almeida T.I. 1996. O magmatismo Rodeio Velho e a Formação Guaritas no eopaleozóico do Rio Grande do Sul: Uma revisão. *In*: SBG 39° Congresso Brasileiro de Geologia. Salvador, *Anais*, v. 5, p. 433-435.

Skilling I.P., White J.D.L., McPhie J. 2002. Peperite: a review of magma–sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **114**:1-17.

Sommer C.A., Leitzke F.P., Lima E.F.D., Barreto C.J.S., Lafon J.M., Matté V., Philipp, R.P., Conceição R.V., Basei M.Â.S. 2017. Zircon U-Pb geochronology, Sm-Nd and Pb-Pb isotope systematics of Ediacaran post-collisional high-silica Acampamento Velho volcanism at the Tupanci area, NW of the Sul-Rio-Grandense Shield, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47**:545-560.

Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Figueiredo A.M.G., Pierosan R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**:237–254.

Steiner A. 1970. Genesis of hydrothermal K-feldspar (adularia) in an active geothermal environment at Wairakei, New Zealand. *Mineral. Magazine*, **37**:916-922.

Teixeira G. & Gonzalez A.P. 1988. Minas do Camaquã, Município de Caçapava do Sul, RS. In: Schobbenhaus C., Coelho C.E.S. (Eds). *Principais depósitos minerais do Brasil*. DNPM-CVRD, p. 33-41.

Teixeira G., Gonzales A.P., Gonzales M.A., Licht O.A.B. 1978a. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no distrito Minas do Camaquã. In: SBG 30° Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 6, p. 1644-1654.

Teixeira G. Gonzales A.P., Gonzales M.A., Licht O.A.B. 1978b. Situação das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. In: SBG 30° Congresso Brasileiro de Geologia. Recife, *Anais*, v. 6, p. 1893-1905.

Toniolo J.A., Remus M.V.D., Macambira M.J.B., Moura, C.A.V 2004. Metalogênese do Depósito de Cobre Cerro dos Martins, RS, Revisão e Geoquímica Isotópica de Sr, S, O e C. *Pesquisas em Geociências*, **31**:41–67.

Troian G.C., Mexias A.S., Gomes M.E.B., Canarim D., Patricia Patrier-Mas P., Renac C. 2009. Cloritização na Mina Uruguai, Minas do Camaquã, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, **37**:173-190.

Umann L.V., Delima E.F., Sommer C.A., Liz J.D. de 2001. Vulcanismo ácido da região de Cambará do Sul-RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**:357-364.

Vedana L.A., Philipp R.P., Sommer C.A. 2017. Post-collisional basalts of the Acampamento Velho Formation, Camaquã Basin, São Gabriel Terrane, southernmost Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **47**:467-489.

Veigel R. & Dardenne M.A. 1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. *Brazilian Journal of Geology*, **20**:55-67.

Votorantim Metais 2011. Relatório anual interno.

Votorantim Metais 2012. Relatório anual interno.

White N.C. & Hedenquist J.W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG newsletter*, **23**:9-13.

Wildner W., Lima E.F., Nardi L.V.S., Sommer C.A. 2002. Volcanic cycles and setting in the Neoproterozoic III to Ordovician Camaquã Basin succession in southern Brazil:

characteristics of post-collisional magmatism. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **118**:261-283.

Wildner W., Nardi L.V.S., Lima E.F. de. 1999. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well-Preserved Neoproterozoic–Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, **41**:1082-1098.

Worden R.H. & Burley S.D. 2003. Sandstone diagenesis: the evolution of sand to stone. In: Burley S.D & Worden R.H. (Eds.). *Sandstone Diagenesis: Recent and Ancient*. Oxford, Blackwell, p. 3-44. (International Association of Sedimentologists-Special Publication, 4)

Zorin Y.A., Zorina, L.D., Spiridonov A.M., Rutshtein I.G. 2001. Geodynamic setting of gold deposits in eastern and central Trans-Baikal (Chita region, Russia). *Ore Geology Reviews*, **17**:215-23.

APÊNDICES

**APÊNDICE A-TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS FORNECIDOS PELA
EMPRESA NEXA RESOURCES REFERENTES AO FURO FSM 0049 (ÁREA 2)**

(continua)

Profundidade		Elementos em %											Elementos em ppm ou ppb																
De	Até	Ca	Fe	Mg	Mn	Zn	Pb	S	Cu	Na	K	Al2O3	Ti	Ag	Au(ppb)	Cu	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Mo	Ni	P	Sb	Sr	V	W
0,0	0,9	0,06	3,97	0,13	0,10	0,01	0,08	0,02	0,003	0,11	1,93	11,20	0,33	0,60	0,000	27	25	770	1,4	1	0,3	18	1,0	10	390	10	180	98	5
0,9	2,0	0,02	3,58	0,12	0,04	0,03	0,12	0,02	0,004	0,06	4,58	13,10	0,34	0,25	0,000	43	27	800	1,4	1	0,3	5	1,0	8	630	12	422	99	10
2,0	3,0	0,02	2,77	0,11	0,07	0,03	0,17	0,02	0,004	0,06	5,96	12,65	0,39	0,50	0,000	36	33	890	1,3	1	0,3	2	0,5	5	830	11	586	82	5
3,0	4,0	0,01	2,57	0,11	0,07	0,03	0,14	0,02	0,003	0,06	6,09	12,25	0,38	0,25	0,000	32	23	830	1,2	1	0,3	3	1,0	5	630	9	470	77	5
4,0	5,0	0,02	2,78	0,12	0,11	0,04	0,15	0,02	0,004	0,06	6,46	12,45	0,37	0,25	0,000	37	29	880	1,4	1	0,3	3	0,5	5	640	24	491	83	5
5,0	6,0	0,02	2,71	0,09	0,07	0,03	0,11	0,02	0,003	0,06	6,32	11,85	0,35	0,50	0,000	33	31	1110	1,5	1	0,3	2	0,5	4	740	29	493	78	5
6,0	7,0	0,02	3,27	0,12	0,11	0,04	0,16	0,02	0,004	0,05	6,07	12,30	0,39	0,60	0,000	38	38	810	1,5	1	0,3	3	0,5	6	720	16	549	93	5
7,0	8,0	0,02	2,96	0,11	0,17	0,04	0,14	0,02	0,004	0,06	5,42	12,15	0,39	0,25	0,000	40	36	1070	1,4	1	0,3	7	1,0	6	630	15	500	92	5
8,0	9,0	0,02	2,79	0,10	0,06	0,03	0,12	0,02	0,003	0,05	6,23	11,60	0,37	0,60	0,000	33	19	840	1,5	1	0,3	2	1,0	6	660	11	478	79	5
9,0	10,0	0,03	3,40	0,12	0,09	0,04	0,13	0,02	0,004	0,06	6,16	12,50	0,42	0,25	0,000	40	25	920	1,8	1	0,3	4	0,5	6	700	25	487	93	5
10,0	11,0	0,07	3,61	0,11	0,07	0,03	0,15	0,02	0,003	0,06	6,35	12,35	0,39	0,25	0,000	34	27	780	2,0	1	0,3	2	1,0	5	850	40	423	100	5
11,0	12,2	0,12	2,94	0,11	0,04	0,03	0,11	0,02	0,004	0,05	5,42	11,85	0,36	1,90	0,000	35	24	680	1,7	1	0,3	2	0,5	5	950	28	398	77	5
12,2	13,0	0,02	3,23	0,10	0,24	0,04	0,22	0,02	0,004	0,05	5,90	12,00	0,39	0,60	0,000	41	31	770	1,6	1	1,4	3	2,0	5	570	24	465	88	5
13,0	14,0	0,07	3,00	0,13	0,09	0,04	0,18	0,02	0,004	0,05	5,04	12,40	0,38	0,25	0,000	38	29	600	1,6	1	0,8	3	0,5	7	810	20	501	76	5
14,0	14,8	0,13	3,09	0,13	0,03	0,04	0,17	0,02	0,005	0,05	5,07	12,40	0,36	3,90	0,000	50	34	540	1,7	1	0,3	2	0,5	5	1070	18	508	87	5
14,8	15,6	0,26	3,23	0,11	0,14	0,09	0,19	0,02	0,007	0,06	5,05	12,60	0,41	5,10	0,000	71	42	800	1,7	1	1,9	4	0,5	8	1140	15	560	84	5
15,6	16,3	1,88	2,93	0,11	0,21	0,20	0,15	0,02	0,009	0,06	6,10	11,00	0,37	6,10	0,000	89	39	970	1,5	1	3,1	5	2,0	7	1040	11	557	79	5
16,3	17,0	1,82	2,80	0,33	0,17	0,16	0,17	0,06	0,007	0,06	5,98	11,30	0,43	1,40	0,000	74	48	2180	1,3	1	1,9	5	0,5	6	1180	18	645	71	5
17,0	18,0	1,27	2,90	0,39	0,15	0,14	0,17	0,13	0,007	0,05	5,89	11,25	0,43	4,30	0,000	69	38	4760	1,3	1	1,4	4	0,5	6	1130	13	651	78	10
18,0	19,0	1,11	2,71	0,23	0,10	0,09	0,16	0,04	0,005	0,06	5,79	11,10	0,39	2,40	0,000	53	35	1290	1,2	1	1,3	3	0,5	5	1100	8	517	67	5
19,0	20,0	1,04	2,71	0,13	0,10	0,10	0,21	0,03	0,006	0,05	5,68	12,05	0,45	1,90	0,000	59	34	980	1,5	1	2,1	3	0,5	7	1260	8	662	72	5
20,0	21,5	0,15	2,64	0,10	0,12	0,06	0,14	0,04	0,005	0,05	5,73	11,85	0,40	1,10	0,000	53	23	1690	1,3	1	1,1	3	1,0	6	1070	6	454	73	5
21,5	22,3	0,92	2,51	0,10	0,11	0,05	0,18	0,03	0,004	0,05	5,18	11,90	0,39	0,60	0,000	39	33	860	1,1	1	3,1	2	0,5	6	1120	5	521	68	5
22,3	23,0	4,36	2,19	0,09	0,18	0,04	0,16	0,04	0,004	0,06	6,01	11,00	0,36	0,25	0,000	35	27	1450	1	1	8,2	2	1,0	4	980	8	436	64	10
23,0	24,0	3,42	2,34	0,09	0,15	0,04	0,16	0,03	0,004	0,05	6,06	10,75	0,36	0,80	0,000	35	35	1050	1	1	8,8	3	0,5	5	1010	8	463	63	5
24,0	25,3	0,55	2,74	0,12	0,16	0,06	0,18	0,02	0,003	0,05	5,63	12,25	0,38	0,50	0,000	34	35	770	1,3	1	4,4	2	1,0	6	1320	8	440	77	10
25,3	26,0	2,14	2,74	0,11	0,12	0,04	0,21	0,03	0,003	0,05	5,71	10,90	0,41	0,25	0,000	33	40	1150	1,3	1	1,1	2	0,5	6	1050	5	477	73	10
26,0	27,0	2,53	2,65	0,10	0,10	0,04	0,17	0,05	0,003	0,05	6,11	10,75	0,42	0,25	0,000	31	36	1840	1,1	1	8	2	0,5	6	1030	10	431	70	10
27,0	28,0	4,09	2,58	0,12	0,14	0,04	0,18	0,02	0,003	0,05	6,39	11,35	0,41	0,25	0,000	34	44	630	1,2	1	6,8	2	0,5	6	1000	8	416	73	5
28,0	29,0	5,49	2,70	0,10	0,16	0,04	0,13	0,02	0,002	0,05	5,91	10,70	0,38	0,25	0,000	24	71	670	1	1	8,4	2	0,5	4	980	12	379	61	5
29,0	30,0	1,58	3,21	0,11	0,06	0,04	0,13	0,02	0,003	0,05	5,85	11,65	0,41	0,25	0,000	25	103	720	1,2	1	3,1	3	0,5	5	1060	10	435	68	5
30,0	31,0	2,15	3,56	0,11	0,07	0,04	0,13	0,02	0,002	0,05	6,41	11,15	0,42	0,25	0,000	24	116	840	1,2	1	6,7	3	1,0	6	1060	14	423	72	10
31,0	32,0	3,96	2,03	0,11	0,14	0,04	0,13	0,02	0,003	0,05	6,36	10,90	0,35	0,25	0,000	25	72	810	1	1	6,4	2	0,5	6	950	2,5	387	54	10
32,0	33,0	1,75	2,71	0,09	0,20	0,23	0,11	0,02	0,008	0,05	6,50	12,85	0,42	0,25	0,000	75	46	740	1,2	1	2,5	8	0,5	10	1140	5	384	73	10
33,0	34,0	0,88	3,70	0,28	0,11	0,11	0,12	0,02	0,005	0,05	6,42	12,65	0,39	1,50	0,000	46	58	650	1,4	1	0,9	5	0,5	8	1110	10	386	81	5
34,0	35,0	1,45	3,53	0,16	0,12	0,09	0,12	0,02	0,005	0,05	6,28	12,70	0,41	0,25	0,000	47	79	800	1,3	1	1,2	5	1,0	8	1120	13	392	83	10
35,0	36,0	1,45	3,48	0,64	0,17	0,21	0,12	0,02	0,007	0,05	5,98	12,40	0,39	0,80	0,000	71	61	630	1,3	1	1,7	7	1,0	11	1070	10	390	76	10
36,0	37,0	0,86	3,22	0,26	0,10	0,09	0,13	0,03	0,003	0,05	5,34	12,65	0,36	0,90	0,000	34	31	1130	1,2	1	1,1	4	0,5	7	1130	11	420	74	10
37,0	38,0	0,85	2,71	0,18	0,08	0,07	0,12	0,02	0,002	0,05	5,43	12,50	0,43	2,20	0,000	23	28	800	1,1	1	0,7	3	0,5	5	1070	11	368	71	10
38,0	39,0	1,24	3,64	0,20	0,10	0,07	0,11	0,01	0,002	0,06	6,23	12,05	0,50	2,60	0,000	24	38	750	1,1	1	1,2	4	0,5	7	1070	11	469	87	10
39,0	39,7	1,33	2,50	0,19	0,09	0,07	0,10	0,02	0,002	0,06	6,00	11,65	0,36	2,70	0,000	22	31	850	0,9	1	1,4	3	0,5	6	890	7	474	63	10
39,7	40,5	0,71	3,25	0,24	0,08	0,10	0,15	0,03	0,003	0,05	6,00	12,10	0,45	3,00	0,000	26	44	870	1,1	1	1,2	4	0,5	7	1240	12	508	78	10
40,5	41,7	0,86	3,81	0,33	0,08	0,14	0,15	0,03	0,003	0,06	5,92	13,15	0,41	3,90	0,000	34	28	760	1,3	1	2,7	5	0,5	11	1220	11	460	83	20
41,7	42,7	0,88	3,00	0,37	0,10	0,16	0,13	0,02	0,004	0,06	5,49	12,70	0,39	4,90	0,000	35	21	640	1,2	1	2,9	5	0,5	8	1070	6	352	71	10
42,7	43,7	1,15	2,81	0,36	0,12	0,20	0,15	0,02	0,004	0,05	5,83	12,15	0,36	5,40	0,000	37	19	620	1,2	1	4,8	6	0,5	10	1060	2,5	382	67	5
43,7	44,7	0,52	3,59	0,21	0,05	0,09	0,14	0,02	0,002	0,05	6,03	12,75	0,38	7,20	0,000	22	24	610	1,4	1	1	4	0,5	8	1060	6	345	80	5
44,7	45,5	1,36	1,98	0,18	0,08	0,08	0,12	0,02	0,002	0,05	5,38	11,85	0,38	6,90	0,000	18	18	710	1,2	1	1,5	3	0,5	7	970	2,5	297	66	5
45,5	46,2	1,56	2,56																										

(continuação)

Profundidade		Elementos em %											Elementos em ppm ou ppb																
De	Até	Ca	Fe	Mg	Mn	Zn	Pb	S	Cu	Na	K	Al2O3	Ti	Ag	Au(ppb)	Cu	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Mo	Ni	P	Sb	Sr	V	W
71,0	72,0	0,66	1,59	0,13	0,04	0,07	0,42	0,06	0,002	0,05	7,05	13,60	0,44	3,10	0,000	18	36	670	1,3	1	1,4	3	0,5	6	1260	2,5	722	72	10
72,0	73,0	0,31	1,94	0,13	0,04	0,06	0,35	0,05	0,002	0,05	7,06	13,30	0,41	2,90	0,000	20	24	670	1,2	1	0,8	4	0,5	8	990	2,5	511	87	10
73,0	74,0	0,43	1,06	0,13	0,04	0,07	0,35	0,05	0,002	0,05	6,79	13,55	0,42	2,50	0,000	16	19	720	1,2	1	1,1	4	0,5	6	1060	2,5	537	89	10
74,0	75,0	0,49	1,17	0,13	0,04	0,08	0,16	0,02	0,002	0,05	7,24	13,70	0,43	2,50	0,000	15	11	730	1,2	1	0,8	3	0,5	8	610	2,5	369	88	10
75,0	76,0	0,91	1,47	0,13	0,08	0,14	0,36	0,05	0,003	0,06	7,31	13,70	0,42	3,20	0,000	26	23	890	1,3	1	1,6	6	0,5	9	1230	2,5	761	66	5
76,0	77,0	0,51	1,42	0,14	0,04	0,08	0,28	0,04	0,001	0,05	6,77	13,45	0,44	3,20	0,000	14	22	700	1,2	1	0,6	4	0,5	8	940	2,5	531	67	5
77,0	78,0	1,01	2,63	0,09	0,05	0,06	0,23	0,03	0,001	0,05	6,31	11,30	0,36	3,50	0,000	12	21	760	1	1	1	3	1,0	6	780	2,5	448	70	5
78,0	79,0	0,62	2,19	0,10	0,04	0,06	0,25	0,04	0,001	0,06	7,15	13,05	0,40	3,60	0,000	11	21	810	1,1	1	0,8	3	0,5	7	850	2,5	495	68	5
79,0	80,0	1,23	1,61	0,14	0,07	0,09	0,50	0,07	0,002	0,06	7,18	13,60	0,47	3,30	0,000	16	31	790	1,3	1	1,7	4	0,5	8	1470	2,5	655	69	5
80,0	81,0	0,87	1,74	0,13	0,05	0,08	0,50	0,08	0,002	0,06	6,92	13,50	0,43	4,10	0,000	15	47	820	1,3	1	1	2	0,5	7	1370	6	625	79	5
81,0	82,0	0,76	1,75	0,15	0,05	0,09	0,60	0,10	0,002	0,05	6,69	13,50	0,43	2,70	0,000	18	67	790	1,4	1	1,3	4	0,5	8	1590	2,5	739	78	5
82,0	83,0	1,07	1,51	0,16	0,06	0,10	0,38	0,06	0,001	0,06	6,91	14,10	0,45	2,60	0,000	14	23	740	1,3	1	2,6	6	0,5	9	1210	2,5	526	80	5
83,0	84,0	0,54	2,34	0,14	0,05	0,10	0,28	0,04	0,001	0,05	6,69	13,25	0,45	4,10	0,000	11	21	700	1,3	1	1,8	5	0,5	10	1130	2,5	561	88	5
84,0	84,8	1,30	2,01	0,14	0,09	0,13	0,33	0,05	0,002	0,05	6,69	13,15	0,46	5,10	0,000	16	33	770	1,3	1	5,1	9	0,5	12	1330	2,5	707	81	5
84,8	86,0	0,58	2,51	0,14	0,04	0,10	0,56	0,07	0,001	0,05	6,79	14,15	0,43	6,80	0,000	13	50	710	1,4	1	1,8	5	0,5	12	2170	2,5	1440	80	5
86,0	87,0	0,27	1,86	0,18	0,04	0,11	0,26	0,03	0,001	0,05	6,36	13,30	0,37	7,00	0,000	9	39	610	1,2	1	2,2	6	1,0	13	1140	2,5	867	75	5
87,0	88,0	0,61	2,67	0,28	0,13	0,15	0,36	0,04	0,001	0,05	6,51	13,85	0,40	5,60	0,000	10	55	710	1,3	1	1,4	14	1,0	18	1480	2,5	1130	78	5
88,0	89,0	0,53	3,08	0,24	0,06	0,14	0,28	0,04	0,001	0,05	6,78	14,95	0,46	4,00	0,000	8	47	650	1,4	1	1,5	9	1,0	17	1190	2,5	884	86	5
89,0	90,3	0,55	4,03	0,21	0,07	0,14	0,23	0,03	0,001	0,05	6,90	14,70	0,40	3,80	0,000	9	46	650	1,4	1	1,8	8	1,0	16	1040	2,5	786	87	10
90,3	91,5	0,71	3,32	0,18	0,06	0,12	0,29	0,04	0,001	0,05	6,77	14,40	0,40	4,60	0,000	10	71	620	1,3	1	2,1	7	1,0	13	1170	2,5	939	78	10
91,5	92,7	1,52	1,12	0,26	0,12	0,24	0,46	0,08	0,004	0,05	6,81	14,30	0,41	25,10	0,000	41	64	1090	1,5	1	5,8	16	0,5	19	1360	2,5	773	82	5
92,7	94,0	0,95	0,89	0,40	0,13	0,25	1,49	0,29	0,152	0,05	5,90	12,95	0,40	74,30	0,005	1520	50	1050	1,3	1	4,6	17	0,5	21	1100	2,5	583	90	10
94,0	95,0	0,60	0,73	0,31	0,06	0,18	0,90	0,30	0,010	0,05	6,06	11,95	0,37	36,30	0,003	96	24	780	1,2	1	1	12	0,5	16	970	2,5	627	70	10
95,0	96,0	0,48	0,73	0,25	0,05	0,91	3,95	1,30	0,007	0,05	5,70	11,25	0,36	9,40	0,003	66	22	690	1,1	1	4,6	9	0,5	13	750	2,5	514	65	5
96,0	97,0	0,71	0,75	0,29	0,07	3,40	1,70	2,14	0,015	0,05	5,42	10,30	0,30	6,80	0,003	149	17	540	0,9	1	150	13	0,5	14	790	2,5	564	50	20
97,0	97,8	0,25	0,55	0,15	0,03	3,13	1,40	1,93	0,009	0,05	5,56	9,83	0,34	4,00	0,003	90	20	540	1	1	157	8	1,0	13	880	2,5	510	57	10
97,8	99,0	0,18	0,68	0,18	0,02	8,17	1,85	4,35	0,031	0,05	5,40	10,60	0,38	11,10	0,003	305	42	520	1,4	1	341	14	2,0	14	1060	11	611	95	10
99,0	100,0	0,16	0,66	0,12	0,02	8,10	2,37	4,37	0,026	0,05	5,19	8,98	0,29	13,50	0,003	258	59	440	0,9	1	333	15	2,0	13	730	21	512	57	20
100,0	101,0	0,02	0,52	0,06	0,00	7,24	1,64	4,02	0,018	0,06	5,57	9,66	0,32	8,20	0,003	176	36	500	0,9	1	315	13	1,0	12	800	2,5	720	65	10
101,0	102,0	0,05	0,99	0,07	0,07	4,56	2,00	2,45	0,013	0,06	5,93	10,50	0,36	5,90	0,003	125	38	660	1,1	3	369	15	1,0	14	1020	9	845	81	10
102,0	103,0	0,16	0,65	0,06	0,08	2,87	0,86	0,04	0,010	0,06	5,79	9,86	0,33	6,80	0,003	98	108	790	1	1	2,7	16	4,0	19	1230	2,5	759	573	5
103,0	104,0	0,14	0,70	0,05	0,07	1,77	1,01	0,21	0,014	0,04	5,90	10,25	0,32	7,40	0,012	138	85	7800	1,1	1	2,5	17	3,0	16	1400	2,5	586	480	5
104,0	105,0	0,05	1,32	0,13	0,03	0,46	0,52	0,25	0,014	0,04	5,55	12,45	0,42	7,50	0,012	137	104	8450	1,6	1	2,3	7	1,0	12	1110	2,5	519	117	5
105,0	106,0	0,05	0,91	0,08	0,10	0,35	0,91	0,05	0,021	0,05	5,25	11,00	0,37	4,30	0,003	210	119	710	1,5	1	2,4	11	3,0	13	1140	2,5	361	1055	5
106,0	107,0	0,12	0,97	0,08	0,25	2,46	0,91	0,18	0,016	0,04	4,88	9,64	0,34	6,70	0,013	162	50	5750	1,3	1	3,5	31	4,0	19	1020	2,5	225	225	10
107,0	108,0	0,04	0,80	0,05	0,00	6,99	1,19	3,52	0,033	0,07	5,10	8,26	0,35	5,30	0,011	334	31	310	0,7	1	355	12	1,0	12	830	10	203	63	10
108,0	109,0	0,03	0,79	0,06	0,00	4,38	0,89	2,78	0,026	0,06	5,29	9,03	0,32	5,40	0,016	263	30	610	0,7	1	229	9	1,0	11	840	16	165	59	10
109,0	110,0	0,03	0,76	0,05	0,00	4,13	0,55	2,42	0,033	0,06	5,44	9,07	0,34	6,60	0,010	328	39	780	0,7	1	294	8	1,0	11	960	2,5	192	65	20
110,0	111,0	0,04	0,57	0,06	0,00	7,43	0,74	1,61	0,012	0,08	6,04	10,30	0,29	2,80	0,003	124	23	970	0,7	1	114	6	1,0	11	850	5	245	62	10
111,0	111,8	0,03	0,95	0,05	0,00	2,58	0,52	2,09	0,016	0,07	5,26	9,15	0,29	3,10	0,003	158	46	890	0,6	1	114	7	1,0	12	770	2,5	222	54	10
111,8	112,7	0,06	1,04	0,09	0,03	9,35	2,36	4,90	0,053	0,07	5,52	9,32	0,33	9,20	0,011	533	46	250	0,8	1	769	17	2,0	17	830	20	270	72	5
112,7	113,4	0,15	1,08	0,07	0,07	3,22	0,60	0,07	0,010	0,05	4,80	8,82	0,32	2,90	0,005	100	89	660	0,8	1	3,2	14	1,0	14	890	2,5	233	61	10
113,4	114,3	0,07	0,93	0,08	0,09	3,03	0,85	1,07	0,015	0,05	5,45	9,84	0,37	3,80	0,010	153	58	630	0,9	1	188	11	1,0	12	950	2,5	248	67	20
114,3	115,1	0,04	1,44	0,12	0,08	1,13	0,75	0,89	0,010	0,05	5,89	12,45	0,37	2,50	0,005	95	55	640	1	1	109	10	1,0	13	1050	2,5	263	95	5
115,1	116,0	0,03	1,75	0,07	0,07	7,43	2,37	5,20	0,035	0,06	5,59	8,96	0,42	7,00	0,030	352	108	290	0,7	1	481	19	4,0	19	1040	9	360	116	10
116,0	117,0	0,02	0,93	0,03	0,00	10,50	2,73	6,07	0,035	0,08	4,97	7,05	0,26	5,90	0,023	350	55	160	0,5	1	411	13	2,0	13	620	7	375	55	30
117,0	118,0	0,02	0,81	0,05	0,01	8,68	2,56	4,97	0,043	0,06	5,05	7,95	0,33	7,80	0,021	429	52	200	0,6	1	341	11	2,0	12	890	8</			

(continuação)

Profundidade		Elementos em %											Elementos em ppm ou ppb																
De	Até	Ca	Fe	Mg	Mn	Zn	Pb	S	Cu	Na	K	Al2O3	Ti	Ag	Au(ppb)	Cu	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Mo	Ni	P	Sb	Sr	V	W
151.0	152.0	2,68	2,20	0,18	0,29	1,38	0,38	1,60	0,006	0,06	5,86	11,15	0,39	3,30	0,009	57	78	670	1	1	64	17	2,0	27	1000	2,5	99	68	5
152.0	153.0	2,79	1,95	0,18	0,28	1,14	0,28	1,26	0,003	0,06	6,18	11,15	0,35	1,90	0,003	32	47	610	0,9	1	48	13	1,0	22	880	2,5	96	65	5
153.0	154.0	0,44	2,47	0,21	0,22	0,43	0,21	1,52	0,002	0,06	5,23	13,45	0,40	2,30	0,005	21	102	760	1,1	1	11	17	2,0	26	1010	2,5	103	71	5
154.0	155.0	0,67	1,92	0,22	0,19	0,75	0,18	1,49	0,003	0,06	5,14	12,60	0,36	2,20	0,003	28	72	810	0,9	1	32	14	1,0	21	950	5	78	66	5
155.0	156.0	0,91	2,15	0,19	0,20	1,41	0,30	2,08	0,003	0,05	4,98	11,30	0,38	2,40	0,006	31	70	660	0,8	1	54	16	2,0	20	1020	2,5	156	70	5
156.0	157.0	0,01	0,47	0,16	0,00	0,00	0,00	0,01	0,000	0,01	0,86	4,08	0,06	0,25	0,006	1	2,5	80	0,25	1	0,3	0,5	0,5	2	50	2,5	1	9	10
157.0	158.0	0,70	1,96	0,13	0,11	5,89	0,83	4,49	0,014	0,05	5,02	7,82	0,36	4,20	0,013	143	83	440	0,6	1	238	13	9,0	18	900	2,5	243	64	5
158.0	159.0	0,61	1,45	0,09	0,06	2,97	1,16	2,85	0,014	0,05	5,10	8,60	0,28	3,60	0,013	136	64	620	0,6	1	117	9	7,0	15	750	5	408	52	10
159.0	160.0	0,52	1,53	0,11	0,07	1,92	0,25	2,20	0,005	0,05	4,61	10,55	0,43	2,10	0,009	48	58	670	0,7	1	96	9	0,5	17	1080	5	703	76	5
160.0	161.0	0,34	1,65	0,11	0,08	2,47	0,21	2,57	0,004	0,06	5,13	10,20	0,36	2,60	0,029	43	67	760	0,6	1	126	12	1,0	16	830	2,5	680	60	10
161.0	162.0	0,47	1,38	0,08	0,08	2,70	0,32	2,46	0,008	0,07	5,39	9,39	0,30	2,30	0,009	80	89	750	0,6	1	130	10	0,5	13	730	8	693	50	20
162.0	163.0	0,41	1,76	0,10	0,09	3,40	1,43	3,34	0,008	0,07	5,71	10,10	0,32	4,20	0,016	78	78	560	0,7	1	171	12	1,0	17	830	2,5	747	58	10
163.0	164.0	0,80	2,18	0,14	0,22	1,73	0,74	2,18	0,003	0,08	5,71	11,35	0,38	2,50	0,006	30	72	750	0,7	1	82	15	0,5	17	840	2,5	807	64	5
164.0	165.0	0,25	2,84	0,18	0,18	3,31	0,52	3,23	0,018	0,06	5,15	10,70	0,39	4,30	0,027	182	91	620	0,9	1	142	21	3,0	29	1140	2,5	801	76	10
165.0	166.0	0,93	2,98	0,25	0,36	1,17	0,30	1,52	0,003	0,06	5,21	12,00	0,38	2,10	0,003	28	63	670	0,9	1	47	24	0,5	30	940	2,5	762	66	5
166.0	167.0	1,23	3,61	0,31	0,61	0,87	0,05	1,07	0,002	0,06	5,09	11,55	0,33	1,70	0,003	17	49	680	0,7	1	20	30	0,5	31	910	2,5	250	58	5
167.0	168.0	0,88	3,84	0,35	0,59	0,88	0,08	1,22	0,002	0,07	5,08	12,90	0,39	1,50	0,003	17	32	690	1	1	23	25	0,5	30	1040	2,5	254	74	5
168.0	169.0	0,87	4,14	0,33	0,63	1,51	0,07	2,34	0,004	0,07	5,26	12,60	0,31	1,60	0,003	36	43	830	1	1	46	21	0,5	27	800	2,5	236	63	5
169.0	170.0	0,73	4,10	0,33	0,63	1,31	0,24	1,95	0,004	0,07	5,27	12,95	0,42	2,10	0,003	36	49	770	1	1	35	20	0,5	30	1120	2,5	73	83	5
170.0	171.0	0,75	3,11	0,29	0,55	0,43	0,05	1,08	0,001	0,07	5,85	12,70	0,38	0,70	0,003	9	33	700	0,9	1	8,4	12	0,5	22	1070	2,5	69	68	5
171.0	172.0	0,63	3,79	0,29	0,88	0,67	0,02	1,28	0,001	0,07	5,55	12,80	0,42	0,50	0,003	7	43	710	0,9	1	5,8	20	0,5	26	1180	2,5	75	80	5
172.0	173.0	0,49	5,59	0,31	0,48	0,48	0,07	3,11	0,002	0,06	5,70	11,55	0,39	2,20	0,011	22	88	630	1	1	6,4	24	0,5	30	1100	2,5	79	69	5
173.0	174.0	0,34	5,13	0,40	0,46	0,47	0,12	1,90	0,002	0,06	5,56	13,00	0,38	1,30	0,016	15	53	610	1,1	1	6,7	27	0,5	37	1060	2,5	73	72	5
174.0	175.0	0,36	4,36	0,29	0,51	0,52	0,09	1,67	0,002	0,06	5,31	12,55	0,40	1,50	0,003	17	51	710	1	1	9	20	0,5	32	1060	2,5	62	74	5
175.0	176.0	0,92	6,78	0,41	0,59	1,47	0,39	4,21	0,007	0,07	5,00	12,50	0,34	2,40	0,014	66	94	310	1	1	57	24	1,0	37	940	2,5	88	74	5
176.0	177.0	1,03	4,09	0,32	0,53	0,18	0,06	1,20	0,001	0,06	5,38	12,70	0,37	0,80	0,003	10	38	850	0,9	1	6,6	14	0,5	24	1030	2,5	85	70	5
177.0	178.0	1,83	3,64	0,23	0,49	0,10	0,02	0,97	0,000	0,06	5,83	11,20	0,34	0,25	0,003	3	26	640	0,8	1	9,3	9	0,5	18	1010	2,5	74	65	10
178.0	179.0	2,07	4,31	0,26	0,54	0,27	0,31	1,44	0,002	0,08	5,77	11,70	0,47	1,40	0,003	18	41	810	0,8	1	20	14	0,5	26	1250	2,5	105	82	5
179.0	180.0	1,06	5,21	0,28	0,30	0,28	0,11	2,98	0,003	0,09	5,34	13,10	0,36	2,20	0,005	26	95	520	1	1	12	20	0,5	35	1030	2,5	118	73	5
180.0	181.0	1,91	4,44	0,32	0,47	0,17	0,07	1,48	0,001	0,06	5,99	12,50	0,39	1,00	0,003	13	45	790	1	1	9,6	13	0,5	29	1090	2,5	75	76	10
181.0	182.0	2,30	5,46	0,37	0,62	0,23	0,09	1,45	0,001	0,06	5,55	11,90	0,39	1,30	0,003	13	46	590	0,9	1	12	15	0,5	28	1080	2,5	73	73	10
182.0	183.0	1,37	7,53	0,42	0,67	0,38	0,06	3,34	0,003	0,08	6,86	14,10	0,42	1,70	0,010	27	72	550	1,1	1	17	24	0,5	36	1210	2,5	96	82	5
183.0	184.0	1,43	5,29	0,56	0,53	0,23	0,02	1,31	0,002	0,06	6,40	13,35	0,40	0,80	0,003	15	35	580	1,1	1	5,7	15	0,5	27	1120	2,5	56	75	5
184.0	185.0	0,51	5,38	0,39	0,83	1,16	0,01	1,95	0,002	0,06	6,30	13,05	0,36	0,90	0,003	18	47	600	1,1	1	9,4	25	0,5	28	1040	2,5	56	73	5
185.0	186.0	0,36	5,66	0,40	1,00	1,80	0,02	1,86	0,003	0,05	5,96	13,35	0,40	1,40	0,003	27	37	550	1,2	1	14	34	0,5	35	1060	2,5	262	75	5
186.0	187.0	0,47	5,13	0,39	0,69	1,18	0,05	1,04	0,006	0,05	6,16	13,00	0,38	1,10	0,006	62	34	640	1,1	1	7,1	28	0,5	39	1200	2,5	195	76	5
187.0	188.0	0,36	4,54	0,30	0,59	1,34	0,04	2,93	0,006	0,05	5,76	13,95	0,41	1,30	0,005	57	74	550	1,2	1	7,8	22	0,5	28	1160	2,5	181	81	5
188.0	189.0	0,55	3,47	0,27	0,33	0,54	0,03	2,00	0,004	0,06	6,50	14,70	0,47	1,10	0,000	41	61	720	1,4	1	6,7	19	2,0	26	1200	2,5	200	89	5
189.0	190.0	0,46	3,43	0,18	0,33	0,34	0,03	2,25	0,002	0,07	6,50	13,10	0,40	0,25	0,000	23	50	820	0,9	1	6,3	13	1,0	18	1180	2,5	166	70	5
190.0	191.0	0,59	4,01	0,22	0,51	0,38	0,02	1,98	0,003	0,06	6,30	12,80	0,40	0,25	0,000	26	50	910	0,9	1	4,1	16	1,0	21	1150	2,5	153	74	5
191.0	192.0	0,50	4,38	0,25	0,64	0,34	0,01	1,73	0,002	0,06	6,32	12,90	0,43	0,25	0,000	21	39	780	1	1	2,6	17	3,0	24	1140	2,5	109	81	5
192.0	193.1	0,45	4,06	0,26	0,57	0,34	0,02	1,77	0,031	0,06	6,36	13,35	0,41	2,00	0,000	305	40	770	1,1	2	6,9	20	5,0	25	1140	2,5	88	83	5
193.1	194.0	0,74	3,14	0,20	0,47	0,68	0,10	1,11	0,038	0,07	6,30	11,15	0,37	1,50	0,000	375	41	2100	0,9	1	3,1	11	6,0	15	1000	6	109	62	5
194.0	195.0	0,58	2,17	0,21	0,31	0,13	0,03	0,44	0,004	0,06	5,71	11,85	0,38	0,25	0,000	44	23	1060	0,9	1	5,3	6	18,0	12	1080	2,5	71	71	5
195.0	196.0	0,64	1,08	0,17	0,07	0,39	0,10	0,60	0,006	0,07	6,47	12,90	0,41	1,30	0,000	62	25	1170	0,9	1	19	7	71,0	9	1200	2,5	84	82	5
196.0	197.0	0,80	1,44	0,17	0,12	0,08	0,03	0,52	0,006	0,07	6,03	12,35	0,40	0,25	0,000	55	15	1420	0,9	1	3,4	7	34,0	12	1150	2,5	103	74	5
197.0	198.0	0,64	2,91	0,24	0,48	0,13	0,02	0,70	0,036	0,06	6,01	12,85	0,34	1,30	0,000	360	23	1060	1	1	5,5	9	11,0	16					

(continuação)

Profundidade		Elementos em %											Elementos em ppm ou ppb																
De	Até	Ca	Fe	Mg	Mn	Zn	Pb	S	Cu	Na	K	Al2O3	Ti	Ag	Au(ppb)	Cu	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Mo	Ni	P	Sb	Sr	V	W
231,0	231,7	4,83	3,83	0,44	0,50	0,03	0,00	0,58	0,001	0,13	7,03	12,35	0,18	0,25	0,000	8	113	1620	0,8	1	0,3	30	1,0	32	480	2,5	271	32	5
231,7	232,4	3,78	2,59	0,30	0,32	0,02	0,01	0,55	0,001	0,11	6,69	10,90	0,16	0,25	0,000	9	87	1640	0,7	1	0,3	19	1,0	22	420	2,5	223	32	5
232,4	233,2	4,31	2,39	0,29	0,29	0,03	0,03	0,78	0,001	0,10	7,12	12,20	0,28	0,50	0,000	9	122	1340	0,9	1	0,3	17	2,0	21	830	2,5	232	43	5
233,2	234,0	3,85	2,55	0,27	0,28	0,02	0,01	0,78	0,001	0,09	7,05	12,00	0,31	0,25	0,000	9	128	1220	0,9	1	0,3	19	2,0	21	860	2,5	179	54	5
234,0	235,0	4,38	3,20	0,39	0,34	0,04	0,01	0,54	0,001	0,11	7,46	13,50	0,31	0,25	0,000	12	84	1260	1,1	1	0,3	27	15,0	32	900	2,5	205	54	5
235,0	236,0	2,68	2,51	0,25	0,25	0,03	0,01	0,58	0,001	0,11	7,09	12,45	0,27	0,80	0,000	13	102	1390	1	1	0,3	23	26,0	25	710	2,5	213	46	5
236,0	237,0	3,95	2,92	0,36	0,30	0,03	0,02	0,61	0,002	0,10	6,84	12,35	0,29	0,25	0,000	16	111	1390	0,9	1	0,5	26	13,0	29	780	2,5	194	56	5
237,0	238,0	3,90	3,33	0,30	0,31	0,03	0,01	0,63	0,002	0,12	6,47	11,85	0,22	0,25	0,000	15	79	1640	0,8	1	0,3	25	2,0	26	580	2,5	248	46	5
238,0	239,0	3,31	3,36	0,31	0,29	0,04	0,12	0,49	0,004	0,12	7,20	11,90	0,22	0,25	0,000	42	17	1490	0,8	1	1	25	2,0	24	570	2,5	230	43	5
239,0	240,0	3,70	2,62	0,24	0,25	0,09	0,95	0,76	0,016	0,10	7,09	10,95	0,30	1,60	0,000	155	46	1260	0,7	1	3,3	20	7,0	23	780	5	192	58	5
240,0	241,0	4,42	2,43	0,30	0,26	0,02	0,03	0,64	0,002	0,09	6,48	11,70	0,26	0,25	0,000	20	37	1200	0,9	1	0,3	17	2,0	19	720	2,5	177	54	5
241,0	242,0	3,37	1,83	0,21	0,20	0,02	0,01	0,47	0,001	0,12	7,16	11,35	0,17	0,25	0,000	8	46	1720	0,7	1	0,3	13	1,0	14	480	2,5	232	38	5
242,0	243,0	3,20	2,30	0,24	0,20	0,02	0,01	0,94	0,002	0,08	6,68	12,30	0,38	0,70	0,000	16	75	940	1,1	1	0,3	14	3,0	19	1010	2,5	142	74	5
243,0	244,0	4,56	2,23	0,28	0,26	0,02	0,01	1,02	0,001	0,11	6,56	11,05	0,22	0,70	0,000	13	88	1750	0,6	1	0,3	14	0,5	12	500	2,5	248	38	5
244,0	244,8	2,63	1,92	0,24	0,16	0,02	0,01	0,70	0,002	0,10	7,08	11,60	0,27	0,60	0,000	19	52	1440	0,8	1	0,3	14	1,0	15	700	2,5	188	50	10
244,8	245,5	3,86	1,73	0,28	0,22	0,02	0,00	0,45	0,002	0,11	7,40	12,15	0,25	0,60	0,000	15	86	1400	0,8	1	0,3	14	1,0	13	650	2,5	219	46	10
245,5	246,3	4,75	1,95	0,31	0,28	0,02	0,00	0,56	0,001	0,13	7,04	11,55	0,20	0,90	0,000	11	48	1660	0,7	1	0,3	14	0,5	15	510	2,5	305	35	5
246,3	247,0	5,23	2,38	0,35	0,35	0,02	0,01	0,42	0,001	0,13	6,95	11,75	0,15	0,50	0,000	11	61	1680	0,7	1	0,3	17	0,5	17	440	2,5	375	32	10
247,0	248,0	3,08	2,39	0,30	0,21	0,02	0,01	0,57	0,002	0,11	6,65	11,35	0,23	0,60	0,000	17	52	1680	0,7	1	0,5	18	1,0	18	510	2,5	245	42	10
248,0	249,0	3,38	2,73	0,37	0,22	0,03	0,01	0,75	0,002	0,10	6,65	11,35	0,27	1,00	0,000	23	52	1350	0,7	1	0,3	20	1,0	20	720	2,5	228	44	10
249,0	250,0	3,44	2,36	0,41	0,20	0,03	0,01	0,48	0,001	0,11	7,00	12,10	0,27	0,25	0,000	14	26	1460	0,7	1	0,5	18	0,5	18	700	2,5	206	51	5
250,0	250,8	3,81	1,82	0,39	0,18	0,02	0,01	0,39	0,002	0,10	6,53	11,35	0,21	0,90	0,000	15	54	1350	0,8	1	0,7	14	3,0	13	530	2,5	196	38	10
250,8	251,7	4,03	2,24	0,47	0,20	0,03	0,30	0,34	0,001	0,13	7,00	11,60	0,14	0,50	0,000	10	28	1670	0,6	1	0,9	16	2,0	16	400	2,5	245	31	10
251,7	252,4	3,89	2,48	0,39	0,21	0,03	0,08	0,97	0,003	0,09	6,82	12,15	0,42	0,80	0,000	25	67	1180	0,8	1	1	19	4,0	22	1030	2,5	188	67	10
252,4	253,2	2,12	2,62	0,32	0,14	0,03	0,02	0,90	0,002	0,07	6,99	13,60	0,44	0,70	0,000	17	58	850	1,2	1	0,7	23	0,5	27	1170	2,5	118	97	5
253,2	254,0	2,66	2,38	0,38	0,16	0,16	0,11	0,86	0,003	0,07	6,73	11,85	0,44	0,80	0,000	26	81	890	0,8	1	5,5	23	1,0	24	1210	2,5	105	71	5
254,0	255,0	2,43	3,05	0,48	0,18	0,24	0,13	0,78	0,002	0,07	6,69	12,35	0,35	0,50	0,000	18	67	770	0,9	1	9,3	25	1,0	32	990	2,5	96	67	10
255,0	256,0	3,13	3,38	0,48	0,23	0,22	0,05	0,66	0,002	0,08	6,41	12,25	0,36	0,60	0,000	19	86	900	1	1	7,2	29	1,0	36	950	2,5	138	66	10
256,0	257,0	2,68	4,25	0,51	0,22	0,11	0,04	0,89	0,002	0,07	6,57	12,60	0,48	0,50	0,000	17	91	750	1,1	1	3,2	37	1,0	48	1300	2,5	107	86	10
257,0	258,0	2,45	2,99	0,45	0,18	0,24	0,04	0,62	0,002	0,09	7,03	12,85	0,38	0,70	0,000	16	41	1280	1	1	8,6	25	2,0	34	1070	2,5	154	65	10
258,0	259,0	1,07	3,83	0,43	0,11	0,04	0,01	1,05	0,001	0,06	7,05	14,05	0,47	1,40	0,000	11	179	920	1,2	1	1	35	2,0	50	1270	2,5	88	79	10
259,0	260,1	2,75	4,27	0,59	0,17	0,04	0,02	1,36	0,002	0,06	6,80	13,55	0,46	1,80	0,000	17	191	730	1,5	1	0,8	35	3,0	43	1180	5	92	80	10
260,1	261,2	4,15	3,85	0,73	0,26	0,03	0,01	0,93	0,001	0,07	6,59	12,75	0,37	0,80	0,000	7	103	820	1	1	1	30	0,5	40	940	2,5	120	69	10
261,2	262,3	4,72	3,72	0,46	0,30	0,03	0,01	0,82	0,001	0,14	7,21	12,55	0,17	0,80	0,000	12	99	2020	0,7	1	0,8	29	0,5	36	420	5	335	30	10
262,3	263,4	4,76	4,45	0,52	0,33	0,03	0,01	0,95	0,001	0,13	7,01	12,50	0,16	0,80	0,000	9	85	1740	0,7	1	0,9	35	1,0	40	400	2,5	335	31	10
263,4	264,5	5,17	3,64	0,59	0,32	0,03	0,01	0,45	0,001	0,12	7,01	12,30	0,20	0,50	0,000	7	48	1700	0,7	1	1	28	0,5	31	480	2,5	359	38	10
264,5	265,3	3,61	3,60	0,47	0,28	0,03	0,01	0,35	0,001	0,12	6,79	11,85	0,20	0,50	0,000	9	32	1660	0,8	1	0,9	29	0,5	35	570	2,5	344	48	10
265,3	266,0	2,15	3,28	0,38	0,17	0,04	0,02	0,52	0,001	0,07	6,69	12,55	0,38	0,60	0,000	8	64	860	1,1	1	0,7	26	1,0	34	1010	2,5	145	78	10
266,0	267,0	2,64	2,70	0,39	0,19	0,03	0,04	0,50	0,001	0,08	6,69	11,70	0,32	0,50	0,000	10	80	1050	0,9	1	0,8	22	0,5	27	980	2,5	209	62	10
267,0	268,0	3,16	3,16	0,47	0,23	0,07	0,10	0,85	0,002	0,07	6,75	13,10	0,34	1,20	0,000	18	162	790	1,2	1	9,8	27	0,5	37	910	2,5	217	74	10
268,0	269,0	2,87	3,57	0,55	0,21	0,35	0,25	0,63	0,002	0,06	6,44	12,45	0,33	1,30	0,000	21	102	740	1,1	1	14	29	0,5	40	1010	2,5	153	74	10
269,0	270,0	3,45	3,03	0,44	0,24	0,25	0,24	0,66	0,002	0,07	6,42	11,50	0,37	1,60	0,000	18	103	910	0,9	1	9,3	21	0,5	30	1170	2,5	276	65	10
270,0	271,0	2,33	4,15	0,50	0,19	0,11	0,08	0,51	0,001	0,06	6,65	13,40	0,40	0,90	0,000	14	73	730	1,3	1	3,4	30	0,5	44	1150	2,5	229	80	10
271,0	272,0	2,04	3,04	0,37	0,16	0,31	0,30	0,69	0,002	0,07	6,31	11,55	0,33	1,10	0,000	15	85	940	1	1	11	23	0,5	30	1030	8	273	61	5
272,0	273,0	2,48	3,03	0,40	0,18	0,05	0,39	0,57	0,001	0,07	6,58	11,75	0,32	0,60	0,000	9	74	970	1	1	1,8	23	1,0	32	990	2,5	273	58	10
273,0	274,0	2,40	2,43	0,32	0,17	0,03	0,28	0,44	0,001	0,09	6,33	10,55	0,35	0,25	0,000	12	57	1160	0,9	2	1	17	0,5	22	980	5	303	55	10
274,0	274,9	2,30	2,95	0,33	0,18	0,04	0,05	0,40	0,001	0,08	6,42	11,00	0,36	0,25	0,000</														

(conclusão)

Profundidade		Elementos em %												Elementos em ppm ou ppb																
De	Até	Ca	Fe	Mg	Mn	Zn	Pb	S	Cu	Na	K	Al2O3	Ti	Ag	Au(ppb)	Cu	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Mo	Ni	P	Sb	Sr	V	W	
306,0	307,0	1,62	4,63	0,45	0,21	0,05	0,00	0,01	0,000	0,07	6,82	12,50	0,41	0,25	0,000	2	8	810	1,1	1	1,3	24	0,5	27	1100	2,5	137	72	5	
307,0	308,0	1,99	4,54	0,49	0,23	0,05	0,00	0,14	0,000	0,08	6,65	11,85	0,39	0,25	0,000	1	7	920	0,9	1	0,5	25	0,5	27	1140	2,5	225	65	5	
308,0	309,0	2,38	3,16	0,44	0,21	0,03	0,00	0,15	0,000	0,11	6,69	11,35	0,25	0,25	0,000	2	14	1450	0,8	1	0,6	19	0,5	20	640	2,5	303	45	10	
309,0	310,0	2,47	3,37	0,54	0,19	0,04	0,00	0,20	0,000	0,09	6,70	11,60	0,27	0,25	0,000	3	10	1220	0,9	1	0,7	19	0,5	19	700	2,5	233	53	5	
310,0	311,0	1,90	2,99	0,42	0,16	0,04	0,00	0,34	0,001	0,08	6,52	11,05	0,36	0,25	0,000	9	18	1030	0,8	1	0,6	18	1,0	18	960	2,5	123	70	10	
311,0	312,0	2,40	3,08	0,49	0,18	0,03	0,00	0,39	0,000	0,08	6,58	11,45	0,34	0,25	0,000	4	23	990	0,8	1	0,6	19	0,5	17	880	2,5	136	63	10	
312,0	313,0	1,88	3,15	0,46	0,17	0,04	0,00	0,03	0,000	0,08	6,69	11,75	0,37	0,25	0,000	2	6	890	0,9	1	0,5	17	0,5	18	940	2,5	115	64	10	
313,0	314,0	1,80	3,46	0,47	0,18	0,04	0,00	0,14	0,000	0,07	6,73	11,90	0,38	0,25	0,000	2	6	800	0,9	1	0,6	19	0,5	21	1040	2,5	123	69	10	
314,0	315,0	2,22	3,31	0,48	0,18	0,04	0,00	0,27	0,001	0,09	6,61	11,75	0,33	0,25	0,000	6	14	1120	0,9	1	0,8	20	0,5	21	840	2,5	178	66	5	
315,0	316,0	2,56	2,90	0,52	0,19	0,03	0,00	0,30	0,000	0,10	7,02	11,70	0,32	0,25	0,000	4	9	1310	0,7	1	0,7	17	0,5	16	800	2,5	219	52	5	
316,0	317,0	0,87	2,94	0,40	0,11	0,04	0,01	0,61	0,001	0,07	6,85	13,30	0,42	0,25	0,000	8	21	750	1	1	0,7	20	0,5	23	1110	2,5	98	74	5	
317,0	318,0	1,89	3,21	0,65	0,18	0,05	0,03	0,56	0,001	0,07	6,40	11,80	0,41	0,25	0,000	6	18	860	0,8	2	2,7	18	0,5	20	1090	2,5	111	68	5	
318,0	319,0	1,94	2,77	0,62	0,17	0,04	0,11	0,45	0,001	0,07	6,24	11,85	0,39	0,25	0,000	8	20	760	0,9	2	1,2	16	0,5	19	1050	2,5	109	69	5	
319,0	320,0	1,95	2,84	0,63	0,18	0,03	0,14	0,43	0,001	0,08	6,80	12,40	0,38	0,60	0,000	9	44	1030	0,9	1	0,8	19	1,0	21	970	2,5	183	65	5	
320,0	321,0	1,93	3,19	0,65	0,20	0,05	0,09	0,39	0,001	0,07	6,65	12,20	0,41	0,70	0,000	10	44	740	0,9	1	1,4	21	0,5	21	1150	2,5	162	71	5	
321,0	322,3	2,85	3,53	0,87	0,28	0,04	0,01	0,13	0,001	0,08	6,33	11,60	0,41	0,25	0,000	5	13	960	0,8	1	1	16	0,5	17	1040	2,5	239	61	5	

**APÊNDICE B-TABELA DE DADOS GEOQUÍMICOS FORNECIDOS PELA
EMPRESA NEXA RESOURCES REFERENTES AO FURO BRSMMD0008
(ÁREA 3)**

(continua)

Profundidade		Elementos em %											Elementos em ppm/ppb	
De	Até	Ca	K	Mg	Al	Ti	Na	Fe	Zn	Pb	S	Cu	Ag (ppm)	Au (ppb)
26,9	27,7	1,40	5,65	0,27	6,54	0,32	0,11	2,93	0,03	0,02	0,01	0,009	6,2	0,003
27,7	28,7	1,78	5,64	0,20	6,43	0,24	0,13	1,35	0,02	0,02	0,02	0,007	12,7	0,014
28,7	29,9	2,21	5,53	0,14	5,77	0,15	0,14	0,96	0,02	0,01	0,01	0,041	10,8	0,003
29,9	30,9	3,08	5,92	0,14	5,93	0,13	0,18	0,97	0,02	0,01	0,05	0,182	90,8	0,003
30,9	32,0	3,33	5,77	0,14	5,74	0,14	0,20	0,77	0,02	0,10	0,07	0,134	140,0	0,003
32,0	33,3	2,96	5,74	0,13	5,40	0,16	0,19	0,75	0,02	0,09	0,05	0,011	16,7	0,003
33,3	34,4	2,31	5,90	0,14	5,72	0,17	0,16	0,85	0,02	0,30	0,12	0,028	20,6	0,003
34,4	35,5	2,64	6,03	0,13	5,56	0,15	0,16	1,00	0,02	0,09	0,03	0,007	2,6	0,003
35,5	36,7	1,66	5,81	0,18	6,54	0,19	0,14	0,98	0,03	0,18	0,11	0,277	42,2	0,006
36,7	38,0	1,83	6,43	0,17	6,88	0,17	0,16	0,96	0,04	0,04	0,01	0,025	11,3	0,006
38,0	39,3	1,62	5,98	0,15	6,38	0,16	0,15	1,04	0,04	0,05	0,01	0,003	1,8	0,003
39,3	40,6	1,02	6,40	0,17	6,77	0,18	0,14	0,96	0,05	0,02	0,02	0,005	2,4	0,003
40,6	41,8	0,86	7,00	0,17	7,22	0,16	0,15	0,92	0,07	0,02	0,01	0,004	12,9	0,003
41,8	42,9	0,98	6,90	0,17	7,44	0,16	0,14	0,99	0,07	0,02	0,01	0,004	7,7	0,003
42,9	43,7	0,24	7,17	0,15	7,14	0,18	0,15	1,02	0,07	0,01	0,01	0,003	9,0	0,003
43,7	44,5	0,52	7,43	0,16	7,28	0,18	0,16	1,25	0,06	0,01	0,01	0,002	9,6	0,003
44,5	45,6	0,40	6,49	0,13	6,32	0,16	0,13	1,06	0,06	0,01	0,01	0,002	10,1	0,003
45,6	46,6	0,43	6,35	0,15	6,43	0,18	0,13	1,47	0,08	0,01	0,03	0,002	9,9	0,003
46,6	47,8	0,65	6,14	0,11	5,90	0,12	0,12	1,76	0,05	0,01	0,01	0,001	10,2	0,005
47,8	48,9	0,38	6,19	0,10	5,82	0,15	0,12	0,99	0,06	0,01	0,01	0,001	11,4	0,003
48,9	50,1	0,23	6,13	0,10	5,77	0,17	0,11	0,98	0,04	0,01	0,01	0,001	8,7	0,005
50,1	51,6	0,74	6,14	0,09	5,58	0,15	0,11	1,22	0,03	0,01	0,04	0,000	6,5	0,015
51,6	52,6	1,13	5,62	0,07	5,06	0,12	0,10	0,69	0,03	5,28	0,90	0,016	6,9	0,017
52,6	53,7	0,74	6,00	0,07	5,29	0,14	0,11	0,63	0,03	1,98	0,42	0,004	11,9	0,012
53,7	54,9	1,69	7,91	0,10	6,85	0,17	0,15	0,88	0,22	14,50	2,29	0,006	18,0	0,031
54,9	56,1	1,37	6,38	0,10	5,74	0,16	0,11	0,84	0,81	25,50	4,24	0,020	76,1	0,033
56,1	57,0	1,44	6,01	0,10	5,10	0,18	0,10	1,14	0,08	10,10	1,64	0,007	12,0	0,016
57,0	58,0	0,96	5,92	0,07	5,15	0,15	0,10	0,83	1,33	11,60	2,70	0,025	18,4	0,024
58,0	59,0	0,27	6,11	0,10	5,69	0,33	0,08	1,24	0,31	2,62	1,23	0,006	38,8	0,018
59,0	60,0	0,18	5,46	0,08	4,75	0,28	0,08	0,89	3,34	3,67	2,70	0,074	87,4	0,036
60,0	60,9	0,30	7,56	0,15	7,14	0,42	0,09	1,09	1,79	2,73	1,93	0,016	24,2	0,014
60,9	61,9	0,21	5,97	0,11	5,37	0,31	0,06	0,72	0,05	2,27	0,58	0,001	6,2	0,006
61,9	62,9	0,25	6,61	0,14	5,85	0,36	0,06	0,98	0,05	1,46	0,58	0,002	8,2	0,007
62,9	63,9	0,26	6,48	0,16	6,19	0,39	0,06	1,03	0,11	2,87	0,87	0,005	5,3	0,005
63,9	64,7	0,22	4,67	0,12	4,45	0,31	0,04	0,92	2,39	21,00	4,82	0,053	20,7	0,003
64,7	65,4	0,26	6,21	0,18	6,09	0,35	0,06	1,22	0,06	2,78	0,65	0,004	5,4	0,003
65,4	66,3	0,30	6,44	0,22	6,62	0,43	0,06	1,10	0,06	3,50	0,85	0,088	8,6	0,003
66,3	67,5	0,28	6,15	0,15	6,03	0,41	0,06	1,08	0,09	1,66	0,55	0,118	13,6	0,003
67,5	68,7	0,28	6,30	0,16	6,56	0,40	0,08	1,15	0,05	2,23	0,61	0,196	7,8	0,003
68,7	69,9	0,38	6,32	0,13	6,17	0,35	0,07	1,56	0,05	0,19	0,14	0,027	3,5	0,003
69,9	71,1	0,54	6,95	0,14	6,27	0,39	0,08	2,90	0,04	0,02	0,04	0,002	0,3	0,003
71,1	72,2	1,80	6,54	0,12	5,90	0,33	0,07	1,84	0,04	0,12	0,07	0,018	1,1	0,003
72,2	73,3	0,96	6,63	0,17	6,46	0,38	0,06	1,85	0,09	0,11	0,08	0,025	1,3	0,003
73,3	74,3	0,56	7,21	0,18	6,59	0,41	0,06	1,27	0,26	0,30	0,33	0,095	6,7	0,003
74,3	75,3	0,78	6,87	0,16	6,01	0,41	0,07	1,67	0,33	0,81	0,62	0,004	2,8	0,003
75,3	76,2	1,03	5,90	0,14	6,22	0,35	0,07	1,13	1,34	1,45	1,17	0,034	7,0	0,003
76,2	77,1	1,08	7,38	0,10	6,01	0,35	0,07	0,71	8,65	1,47	4,77	0,059	10,2	0,005
77,1	78,3	0,43	6,68	0,19	7,70	0,48	0,07	1,11	0,52	0,22	0,56	0,105	7,4	0,003
78,3	79,0	0,68	6,24	0,11	6,06	0,33	0,07	0,89	1,69	1,14	1,45	0,006	4,7	0,003
79,0	80,0	0,22	6,63	0,10	6,09	0,30	0,08	1,07	2,28	1,85	2,11	0,010	5,4	0,005
80,0	81,0	0,23	6,54	0,14	6,30	0,35	0,07	1,42	4,84	1,53	3,72	0,012	8,5	0,003
81,0	81,9	0,21	6,26	0,10	5,56	0,31	0,07	1,46	5,19	1,90	4,26	0,006	9,3	0,005
81,9	82,7	0,20	5,55	0,11	4,83	0,31	0,06	3,12	11,30	3,91	9,20	0,038	31,4	0,009
82,7	83,9	0,38	6,43	0,07	5,40	0,29	0,06	1,25	2,98	1,97	2,71	0,014	6,6	0,003
83,9	85,0	0,57	6,47	0,07	5,61	0,33	0,07	1,30	0,87	0,59	1,50	0,002	2,6	0,003
85,0	86,0	0,75	6,50	0,08	5,53	0,36	0,06	1,47	2,45	0,97	2,57	0,009	5,4	0,003
86,0	87,0	1,01	6,46	0,08	5,45	0,38	0,06	1,63	2,47	1,76	2,95	0,011	7,0	0,005
87,0	88,0	1,94	6,48	0,08	5,58	0,34	0,06	1,46	1,73	0,93	2,19	0,007	6,5	0,003
88,0	89,0	1,09	6,20	0,07	5,15	0,30	0,05	1,29	2,70	1,19	2,64	0,010	6,6	0,003
89,0	90,0	0,69	7,35	0,10	6,25	0,38	0,06	2,01	3,31	1,20	3,60	0,018	8,6	0,003
90,0	90,9	2,13	5,86	0,11	6,25	0,37	0,06	1,22	0,15	0,17	0,72	0,001	1,7	0,003

(continuação)

Profundidade		Elementos em %											Elementos em ppm/ppb	
De	Até	Ca	K	Mg	Al	Ti	Na	Fe	Zn	Pb	S	Cu	Ag (ppm)	Au (ppb)
91,9	92,8	2,67	5,03	0,12	5,87	0,42	0,06	1,36	0,11	0,16	0,88	0,001	1,8	0,003
92,8	93,9	1,34	5,30	0,07	4,49	0,31	0,06	1,35	2,05	1,70	2,31	0,015	6,5	0,003
93,9	95,3	1,10	4,88	0,07	3,99	0,28	0,05	1,24	8,72	3,87	5,92	0,053	11,5	0,003
95,3	96,0	1,78	5,72	0,07	4,73	0,28	0,06	1,19	0,30	0,76	1,01	0,002	1,9	0,003
96,0	96,9	1,92	5,63	0,05	4,41	0,26	0,06	1,02	1,61	1,70	1,81	0,004	3,6	0,006
96,9	98,0	1,74	5,88	0,14	5,66	0,35	0,05	1,44	2,07	0,80	2,11	0,005	2,8	0,003
98,0	98,9	1,63	5,44	0,09	4,86	0,28	0,05	1,11	1,63	2,26	1,81	0,005	4,4	0,014
98,9	99,8	2,46	5,82	0,12	6,19	0,38	0,07	1,15	2,04	2,39	1,90	0,006	5,3	0,012
99,8	100,8	0,39	9,46	0,18	8,26	0,55	0,09	1,50	4,18	1,95	3,55	0,015	8,3	0,016
100,8	101,9	0,20	3,07	0,11	3,00	0,21	0,04	2,75	25,40	19,55	15,90	0,336	126,0	0,183
101,9	102,9	0,25	6,08	0,13	5,12	0,33	0,06	1,96	2,39	2,91	2,27	0,058	16,8	0,016
102,9	104,0	0,23	6,07	0,10	5,61	0,34	0,07	1,50	0,19	1,21	1,03	0,012	6,4	0,007
104,0	105,2	0,20	5,74	0,08	4,93	0,28	0,06	1,43	0,14	1,51	0,93	0,002	8,6	0,013
105,2	106,3	0,64	6,10	0,10	5,48	0,35	0,07	1,40	1,22	1,87	1,36	0,060	7,1	0,009
106,3	107,2	0,53	6,95	0,11	6,51	0,42	0,07	1,13	0,25	1,18	0,68	0,001	2,6	0,005
107,2	108,2	1,64	5,74	0,08	5,09	0,35	0,06	0,91	1,01	2,28	1,14	0,034	5,1	0,006
108,2	109,0	0,87	5,83	0,08	4,98	0,34	0,06	1,40	0,11	1,85	0,60	0,036	3,3	0,005
109,0	110,0	0,36	6,99	0,09	5,61	0,36	0,07	1,57	0,11	1,35	0,56	0,055	3,4	0,007
110,0	111,0	1,47	6,33	0,10	5,26	0,35	0,07	1,76	0,09	1,04	0,78	0,032	8,3	0,008
111,0	111,9	0,35	5,89	0,08	5,64	0,34	0,07	1,67	0,17	0,76	0,73	0,023	6,3	0,008
111,9	112,7	2,99	6,84	0,08	5,85	0,30	0,08	1,42	0,52	1,40	0,87	0,021	6,5	0,006
112,7	113,9	1,27	6,88	0,08	6,56	0,38	0,07	1,76	1,89	2,69	1,78	0,028	9,4	0,009
113,9	114,9	1,48	6,69	0,07	5,98	0,36	0,07	1,31	0,25	1,26	0,45	0,008	3,3	0,005
114,9	116,0	0,50	5,45	0,08	4,86	0,31	0,06	1,99	0,81	3,63	1,19	0,008	6,4	0,009
116,0	117,0	1,30	4,84	0,11	5,15	0,30	0,06	2,72	0,08	0,13	0,05	0,002	8,7	0,014
117,0	118,0	0,24	4,26	0,12	5,50	0,31	0,06	2,63	0,14	1,09	0,37	0,002	2,2	0,012
118,0	119,0	0,24	4,79	0,08	5,37	0,34	0,07	1,20	0,20	1,93	0,79	0,002	4,3	0,007
119,0	120,0	0,24	5,93	0,11	5,58	0,35	0,06	1,01	1,19	3,50	1,47	0,034	10,0	0,013
120,0	121,2	0,71	6,13	0,08	5,35	0,30	0,07	1,24	1,82	4,33	1,87	0,020	11,9	0,012
121,2	122,4	0,88	4,72	0,08	6,06	0,36	0,07	1,06	0,63	2,52	1,02	0,010	9,1	0,007
122,4	123,0	2,26	5,96	0,08	6,01	0,42	0,08	1,45	0,04	0,31	0,51	0,001	5,8	0,005
123,0	123,9	0,59	4,56	0,11	7,09	0,45	0,07	1,57	0,04	0,20	0,49	0,001	3,8	0,007
123,9	125,0	1,71	4,89	0,08	5,93	0,39	0,07	1,27	0,16	0,50	0,55	0,003	5,1	0,009
125,0	126,0	2,10	4,76	0,10	6,46	0,41	0,07	1,29	0,05	0,28	0,50	0,001	3,9	0,006
126,0	127,0	5,15	4,16	0,08	5,45	0,36	0,07	1,26	0,51	0,55	0,76	0,046	5,7	0,013
127,0	128,0	2,14	5,33	0,08	6,30	0,38	0,07	1,04	0,58	0,59	0,99	0,003	10,1	0,013
128,0	129,0	1,60	4,97	0,10	6,54	0,41	0,07	1,23	0,52	0,81	1,11	0,002	12,6	0,015
129,0	130,0	0,56	4,97	0,10	5,90	0,35	0,07	0,95	0,97	2,11	1,27	0,012	9,7	0,017
130,0	131,0	0,51	4,80	0,11	5,66	0,35	0,06	1,13	0,74	1,73	1,22	0,013	9,5	0,018
131,0	132,0	1,73	5,25	0,08	5,19	0,28	0,06	1,04	0,66	0,88	0,85	0,011	10,6	0,016
132,0	133,0	1,43	4,22	0,08	5,50	0,35	0,06	1,67	0,03	0,11	0,46	0,001	4,5	0,008
133,0	134,0	1,53	4,60	0,08	5,35	0,34	0,06	1,61	0,04	0,07	0,39	0,001	8,9	0,010
134,0	135,0	1,67	4,93	0,10	6,06	0,40	0,07	1,95	0,04	0,05	0,41	0,001	7,1	0,009
135,0	136,0	2,40	4,52	0,07	5,53	0,39	0,07	1,69	0,03	0,04	0,30	0,001	4,3	0,006
136,0	137,0	3,79	5,37	0,07	5,35	0,34	0,07	1,80	0,04	0,08	0,14	0,000	2,5	0,005
137,0	137,9	2,09	4,55	0,10	6,01	0,35	0,06	1,74	0,06	0,32	0,40	0,001	11,2	0,011
137,9	138,8	0,54	4,17	0,17	7,41	0,42	0,07	2,32	0,41	0,21	0,79	0,003	13,3	0,021
138,8	139,4	0,48	4,70	0,14	7,25	0,40	0,07	2,32	0,14	0,21	0,62	0,002	10,1	0,022
139,4	140,3	0,27	5,85	0,08	5,98	0,32	0,06	1,42	0,14	1,25	0,63	0,001	6,1	0,012
140,3	141,7	0,53	5,44	0,10	5,77	0,29	0,06	1,33	0,98	1,78	1,11	0,003	8,1	0,014
141,7	142,8	0,26	5,15	0,11	5,40	0,36	0,06	1,18	1,52	6,05	1,95	0,008	11,3	0,020
142,8	143,8	0,39	6,16	0,07	5,27	0,31	0,07	1,62	0,49	2,00	1,04	0,002	9,9	0,019
143,8	144,7	0,29	5,72	0,16	6,91	0,37	0,06	2,65	1,70	1,45	1,88	0,031	18,7	0,036
144,7	145,7	0,21	4,63	0,10	5,56	0,30	0,06	1,21	1,31	3,50	1,69	0,019	14,9	0,025
145,7	146,7	0,22	4,55	0,08	5,72	0,32	0,06	1,48	0,17	1,47	0,81	0,002	8,7	0,011
146,7	147,8	0,21	4,73	0,09	5,53	0,31	0,06	1,77	0,40	0,85	0,87	0,015	18,8	0,013
147,8	148,8	0,31	3,99	0,08	5,17	0,37	0,06	1,07	0,82	1,69	1,15	0,012	21,3	0,019
148,8	149,8	0,22	6,20	0,07	5,04	0,34	0,07	1,20	0,62	2,61	1,31	0,006	14,2	0,018
149,8	150,7	0,17	5,45	0,07	3,99	0,28	0,06	1,47	10,35	4,56	6,44	0,046	43,6	0,058
150,7	151,6	0,20	5,45	0,10	5,11	0,31	0,06	0,97	2,44	4,44	2,31	0,014	19,6	0,019
151,6	152,5	0,19	5,86	0,07	4,67	0,29	0,06	1,71	0,87	6,34	2,42	0,005	16,1	0,025
152,5	153,4	0,17	5,59	0,07	4,36	0,26	0,06	2,11	0,99	7,05	2,39	0,009	21,1	0,033
153,4	154,6	0,28	4,71	0,07	3,91	0,23	0,05	4,00	5,71	7,51	5,40	0,183	68,4	0,064
154,6	155,5	0,25	4,49	0,12	5,61	0,36	0,06	1,51	0,41	1,77	1,23	0,004	55,9	0,025
155,5	156,4	0,24	5,16	0,09	5,23	0,36	0,07	1,34	0,44	1,15	1,21	0,003	30,8	0,016
156,4	157,3	0,46	5,68	0,08	4,49	0,32	0,06	1,94	2,90	3,88	2,76	0,114	93,7	0,041
157,3	158,4	0,38	5,23	0,09	4,84	0,30	0,06	1,87	2,84	4,18	2,76	0,042	31,1	0,043
158,4	159,4	2,34	5,25	0,09	5,20	0,28	0,07	2,03	0,11	0,18	0,53	0,002	25,9	0,008
159,4	160,3	0,95	6,49	0,08	5,16	0,31	0,07	1,24	0,23	2,08	0,90	0,003	27,4	0,008
160,3	161,5	0,54	3,15	0,07	2,82	0,18	0,04	2,74	21,30	18,55	14,00	0,305	165,0	0,169

Profundidade		(conclusão)											Elementos em ppm/ppb	
De	Até	Elementos em %											Ag (ppm)	Au (ppb)
		Ca	K	Mg	Al	Ti	Na	Fe	Zn	Pb	S	Cu		
161,5	162,7	0,69	6,28	0,08	5,05	0,33	0,06	1,34	0,95	5,39	1,75	0,005	15,6	0,021
162,7	163,9	0,42	5,87	0,08	4,68	0,31	0,06	1,36	5,07	5,84	3,67	0,029	30,4	0,040
163,9	165,0	1,28	4,88	0,09	5,53	0,33	0,07	1,43	0,51	2,35	1,26	0,004	18,7	0,018
165,0	166,0	1,11	3,85	0,16	7,38	0,45	0,08	1,48	0,36	0,62	1,14	0,003	19,9	0,019
166,0	167,0	1,72	4,00	0,15	6,43	0,44	0,06	1,34	0,57	0,97	1,20	0,002	9,2	0,023
167,0	168,0	1,90	3,30	0,08	5,27	0,37	0,06	1,11	0,89	1,82	1,28	0,025	8,1	0,022
168,0	169,0	0,79	5,82	0,08	4,72	0,35	0,06	1,52	1,84	6,14	2,93	0,084	14,2	0,032
169,0	170,0	0,58	5,98	0,09	5,45	0,33	0,07	1,18	1,24	3,55	1,90	0,084	15,9	0,034
170,0	171,0	0,23	3,68	0,12	5,80	0,34	0,06	1,49	0,86	4,17	1,98	0,028	9,4	0,021
171,0	172,0	0,21	3,82	0,10	5,12	0,31	0,06	0,76	0,96	6,45	1,64	0,042	8,2	0,028
172,0	173,0	0,30	4,13	0,12	5,48	0,31	0,06	1,06	0,80	4,75	1,49	0,114	10,0	0,021
173,0	174,0	0,78	6,01	0,13	5,23	0,32	0,07	1,13	0,68	6,65	1,71	0,128	10,1	0,026
174,0	175,0	0,86	3,74	0,14	5,50	0,36	0,06	0,91	0,40	1,65	0,14	0,014	3,0	0,013
175,0	176,0	1,81	4,20	0,16	5,40	0,33	0,06	1,09	0,49	5,00	0,61	0,075	7,5	0,018
176,0	177,0	0,52	6,50	0,13	5,42	0,36	0,06	1,11	0,69	6,36	0,68	0,097	11,4	0,029
177,0	178,0	2,06	6,95	0,17	6,11	0,36	0,07	1,68	0,20	0,56	0,19	0,010	3,4	0,006
178,0	179,0	2,57	6,70	0,13	5,48	0,33	0,07	2,44	0,10	0,11	0,01	0,001	0,3	0,003
179,0	180,0	1,67	4,15	0,08	5,82	0,34	0,07	4,21	0,05	0,04	0,01	0,001	0,3	0,003
180,0	181,0	3,14	4,60	0,07	5,40	0,33	0,07	4,07	0,04	0,04	0,01	0,001	0,3	0,003
181,0	182,0	1,81	4,69	0,07	5,66	0,31	0,07	4,40	0,05	0,04	0,01	0,000	0,3	0,003
182,0	183,0	2,10	4,48	0,09	5,74	0,33	0,07	3,11	0,09	0,04	0,01	0,001	0,3	0,003
183,0	184,2	2,80	4,69	0,07	5,22	0,32	0,07	2,14	0,04	0,04	0,02	0,001	0,5	0,003
184,2	185,3	1,59	4,54	0,10	5,64	0,34	0,07	0,93	0,04	0,20	0,04	0,004	6,6	0,006
185,3	186,6	2,72	4,68	0,09	5,40	0,34	0,07	3,14	0,12	0,21	0,01	0,015	1,6	0,003
186,6	187,7	2,50	6,96	0,08	5,66	0,35	0,07	0,97	0,07	0,41	0,06	0,032	8,7	0,017
187,7	189,0	2,66	7,46	0,21	6,59	0,32	0,07	1,96	0,21	2,85	0,31	0,314	27,8	0,030
189,0	190,0	1,60	7,70	0,17	6,75	0,38	0,08	1,52	0,12	0,59	0,07	0,018	10,8	0,015
190,0	191,1	2,37	7,07	0,12	6,14	0,38	0,07	3,49	0,05	0,20	0,08	0,038	1,9	0,007
191,1	192,0	4,61	7,83	0,11	6,35	0,44	0,08	1,83	0,05	0,16	0,66	0,166	9,2	0,011
192,0	193,0	1,74	4,38	0,09	6,14	0,38	0,08	4,20	0,02	0,03	0,06	0,007	1,8	0,003
193,0	194,0	1,95	4,48	0,11	6,59	0,37	0,08	3,22	0,02	0,26	0,20	0,044	2,2	0,003
194,0	195,0	2,52	4,85	0,12	6,35	0,38	0,08	3,55	0,02	0,10	0,04	0,029	1,2	0,003
195,0	196,0	2,05	4,98	0,12	6,27	0,38	0,08	3,88	0,03	0,42	0,01	0,011	0,9	0,003
196,0	197,0	2,56	4,38	0,10	6,14	0,37	0,08	3,33	0,02	0,15	0,01	0,022	1,6	0,003
197,0	198,0	2,34	4,17	0,11	6,14	0,39	0,08	3,46	0,02	0,05	0,03	0,004	0,6	0,003
198,0	199,0	2,65	4,00	0,08	5,56	0,38	0,08	3,10	0,01	0,19	0,03	0,006	0,8	0,003
199,0	200,0	1,76	3,17	0,10	6,27	0,39	0,08	2,70	0,02	0,20	0,02	0,003	0,7	0,003
200,0	201,0	2,14	4,56	0,11	6,25	0,37	0,08	2,95	0,02	0,11	0,03	0,019	1,6	0,003
201,0	201,9	1,21	3,69	0,13	6,96	0,38	0,08	3,69	0,02	0,02	0,01	0,002	0,7	0,003