

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DE VEIOS HIDROTERMAIS DE  
VILA NOVA DO SUL, RS (TERRENO SÃO GABRIEL):  
SIGNIFICADO E IMPLICAÇÕES PARA METALOGENIA**

**GUILHERME SONNTAG HOERLLE**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

Volume I

Porto Alegre – 2016

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GÊNESE E EVOLUÇÃO DE VEIOS HIDROTERMAIS DE  
VILA NOVA DO SUL, RS (TERRENO SÃO GABRIEL):  
SIGNIFICADO E IMPLICAÇÕES PARA METALOGENIA**

**GUILHERME SONNTAG HOERLLE**

ORIENTADOR – Prof. Dr. Marcus Vinícius Dorneles Remus

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Jair Carlos Koppe – Departamento de Engenharia de Minas,  
Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Leo Afraneo Hartmann – Programa de Pós-Graduação em  
Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Roberto Perez Xavier – Instituto de Geociências – Universidade  
Estadual de Campinas

Dissertação de Mestrado  
apresentada como requisito parcial  
para obtenção do Título de Mestre  
em Geociências.

Porto Alegre – 2016

# UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

**Reitor:** Carlos Alexandre Netto

**Vice-Reitor:** Rui Vicente Oppermann

## INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Diretor:** André Sampaio Mexias

**Vice-Diretor:** Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Sonntag Hoerlle, Guilherme

Gênese e evolução de veios hidrotermais de Vila Nova do Sul, RS (Terreno São Gabriel): Significado e implicações para metalogenia . / Guilherme Sonntag Hoerlle. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2016. [66 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2016.

Orientador(es): Marcus Vinicius Dorneles Remus

1. Terreno São Gabriel 2. Metalogenia 3. Hidrotermalismo 4. Alkali-epitermal I. Título.

CDU 55

---

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Sônia Teresinha Duarte de Oliveira

CRB 2310

## **AGRADECIMENTOS**

Agradeço o apoio recebido da família durante todo o período do mestrado, que como sempre representou um papel muito importante em toda minha formação. Agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Dr. Marcus Remus, que me ajudou e incentivou muito durante o mestrado, além de desempenhar o fundamental papel de tutor acadêmico. Agradeço ao Prof. Dr. Luiz Henrique Ronchi pelo auxílio, dedicação e atenção em toda a etapa do estudo das inclusões fluidas e pelas ricas dicas dadas para elaboração do artigo. Agradeço ao Prof. Dr. Leo Hartmann pelas orientações recebidas ao longo da redação do artigo científico. Agradeço a CAPES pela bolsa para estudo no exterior recebida durante a graduação em geologia (Programa Ciências Sem Fronteiras), que colaborou de maneira especial para a minha formação acadêmica. Agradeço ao CNPq pelo auxílio na elaboração deste trabalho através do projeto coordenado pelo Prof. Marcus Remus (Proc. 482500/2012-3). Agradeço à Sandra Sonntag pelo incentivo à realização deste trabalho. Agradeço de maneira especial o apoio, incentivo e carinho recebido da minha companheira, Lidia Aumond Kuhn, desde o início deste trabalho.

## RESUMO

Veios e *stockworks* de fluorita, mica e feldspato hospedam sulfetos de chumbo, zinco e cobre no noroeste do Terreno São Gabriel, sul do Brasil. Os veios preenchem estruturas de segunda e terceira ordem em mármores calcíticos neoproterozoicos do Complexo Cambaí e tem sua origem relacionada ao magmatismo pós-colisional alcalino da Formação Acampamento Velho (~550 Ma). Os veios são comumente zonados simetricamente, apresentando das bordas para o centro: fluorita e sericita, muscovita, K-feldspato e albita (carbonatos e óxidos). Galena, esfalerita, calcopirita, pirita e cassiterita (incomum) estão disseminadas nos veios ou concentrados em bolsões de minério. A petrografia do veio e estudo microtermométrico em inclusões fluidas na fluorita indicam que os veios hidrotermais foram formados em ambiente raso a partir de mistura de fluidos magmáticos e meteóricos em temperaturas entre 130° e 160°C. A deposição do veio iniciou com a nucleação da fluorita devido à alta atividade do F e a grande disponibilidade de Ca na rocha hospedeira a partir de fluidos hidrotermais em torno de 140°C e salinidade de aproximadamente 4% em peso de NaCl equivalente. Simultaneamente, a cristalização da sericita preencheu os espaços entre os cristais de fluorita. O segundo estágio da evolução do veio favoreceu o crescimento de muscovita grossa. A composição química das micas indica que a origem é pós-magmática e hidrotermal. Nesse estágio, o aumento da contribuição do fluido magmático aumentou a salinidade, chegando a 12% em peso de NaCl equivalente, e a atividade de K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O e SiO<sub>2</sub>, resultando na paragênese de albita, K-feldspato (adulária) e muscovita. A deposição de sulfeto disseminado é mais abundante nos estágios intermediário e tardio da evolução do veio, relacionado ao aumento da salinidade. Além disso, as ocorrências de fluorita e sulfetos de Pb-Zn-Cu em riolitos e cavidades miarolíticas de granitoides alcalinos, acrescentadas às anomalias de Pb-Zn-Cu em sedimentos de corrente e análises de solo e anomalias de F na água subterrânea na região pode indicar que um sistema magmático-hidrotermal é a ligação entre as diversas ocorrências descritas isoladamente. Por fim, veios de quartzo auríferos hospedados por granitoides alcalinos, acompanhados por halos de alteração com fengita, feldspato, pirita e fluorita associados geneticamente aos veios e *stockworks* estudados podem indicar que as ocorrências metálicas sejam parte de um mesmo sistema álcali-epitermal potencialmente mineralizado.

**Palavras chave:** Terreno São Gabriel, Formação Acampamento Velho, Hidrotermalismo, Álcali-epitermal, Metalogenia

## ABSTRACT

*Fluorite-mica-feldspar hydrothermal veins and stockworks host Pb-Zn-Cu sulfides in the northwestern São Gabriel Terrane, Southern Brazil. The veins fill second- and third-order structures in neoproterozoic calcitic marbles of Cambaizinho Complex and have their origin related to postcollisional alkaline volcanism of Acampamento Velho Formation (~550 Ma). Veins are mostly symmetrically zoned showing, from borders to the center, fluorite and sericite, muscovite, K-feldspar and albite (carbonates and iron oxides). Galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite and minor cassiterite are disseminated in the veins and concentrated in ore pockets. Vein petrography and microthermometric measurements in fluorite fluid inclusion indicates that the hydrothermal veins were formed in a shallow crust environment from magmatic and meteoric fluid mixture in temperatures between 130° and 160°C. The vein deposition started with the nucleation of fluorite due to high activity of F and the large amount of Ca in the wall rock with hydrothermal fluids around 140°C and salinity around 4% wt. NaCl equivalent. Simultaneously, sericite crystallization filled the spaces in between fluorite crystals. Second stage of vein evolution favored the growth of the coarse muscovite. The chemical composition of micas indicates that the origin of vein micas is mainly post-magmatic and hydrothermal. At this stage, higher input of magmatic fluid increased salinity (reaching 12% wt. NaCl equiv.) and the activity of K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O and SiO<sub>2</sub> resulting on a paragenesis of low albite, K-feldspar (adularia) and muscovite. Disseminated sulfide deposition is more abundant during middle to late stages of ore vein formation, related to salinity increase. Further, the occurrence of fluorite, Pb-Zn-Cu on rhyolites and miarolitic cavities on alkaline granitoids added to Pb-Zn-Cu anomalies on stream sediment and soil analysis, high fluorine content on groundwater in the same region may indicate that a magmatic-hydrothermal system may be the link between all those individual occurrences. At last, Au quartz veins hosted by alkaline granitoids accompanied by phengite, feldspar, pyrite and fluorite alteration halos added to the characteristics of veins and stockworks would indicate that all metal prospects may be part of the same system and may suggest that these veins are linked to an alkali epithermal system, potentially mineralized.*

**Keywords:** São Gabriel Terrane, Acampamento Velho Formation, Hydrothermalism, Alkali Epithermal, Metallogeny

## SUMÁRIO

RESUMO.....	i
<i>ABSTRACT</i> .....	ii
TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO.....	iv
CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO .....	5
INTRODUÇÃO E OBJETIVOS .....	6
REVISÃO DO ESTADO DA ARTE.....	7
SISTEMAS HIDROTERMAIS .....	7
DEPÓSITOS EPITERMAIS .....	12
PÓRFIROS ALCALINOS (ÁLCALI-PÓRFIROS) .....	17
CONTEXTO GEOLÓGICO .....	19
BIBLIOGRAFIA .....	25
CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO .....	35
COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO.....	36
RESEARCH PAPER.....	37
ABSTRACT.....	38
INTRODUCTION .....	39
GEOLOGICAL SETTING.....	40
ANALYTICAL METHODS.....	42
RESULTS .....	43
DISCUSSION .....	50
CONCLUSIONS .....	52
REFERENCES .....	55

## **TEXTO EXPLICATIVO SOBRE A ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

O presente trabalho é apresentado em forma de artigo científico conforme especifica a Norma 103 – Submissão de Teses e Dissertações do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais:

- Introdução sobre o tema e descrição do objeto da pesquisa de mestrado, onde estão sumarizados os objetivos e a filosofia de pesquisa desenvolvidos e o estado da arte sobre o tema de pesquisa.
- Comprovante de submissão de artigo para a revista científica: *Brazilian Journal of Geology*.
- Artigo submetido a periódico com corpo editorial permanente e revisores independentes, escrito pelo autor durante o desenvolvimento de seu mestrado.

## **CAPÍTULO I: INTRODUÇÃO**

## INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Os depósitos epitermais associados a rochas alcalinas, tais como os depósitos mundialmente conhecidos de *Cripple Creek*, *Ladolam* e *Porgera* (Moyle *et al.*, 1990; Richards & Kerrich, 1993; Kelley *et al.*, 1998) estão entre as maiores concentrações de ouro em ambientes epitermais do mundo. Este tipo de depósito contempla áreas entre 10 e 200 km<sup>2</sup>, aproximadamente, sendo de grande relevância para a exploração mineral (Simmons, 2005). Dentre os depósitos epitermais brasileiros, a Província Aurífera do Tapajós, no norte do Brasil é uma das maiores províncias auríferas do Brasil (Jacobi, 1999; Juliani & Fernandes, 2010). Na região sul do Brasil, algumas propostas de sistemas epitermais foram feitas para os depósitos de Castro, Lavras do Sul e Amaral Ferrador (Seoane, 1999; Mexias *et al.*, 2005; Henrichs *et al.*, 2011).

Os depósitos de Cu, Pb e Zn no sistema hidrotermal das Minas do Camaquã (Cu) e Santa Maria (Pb-Zn) estão localizados a menos de cem quilômetros da área de estudo e estão entre os depósitos de metais base mais importantes no Escudo Sul-Riograndense (ESR). As mineralizações na Bacia do Camaquã são principalmente representadas pelos depósitos de cobre das Minas do Camaquã (Au-Ag) e Cerro dos Martins (Pb-Zn), e pelos depósitos de chumbo e zinco da Mina Santa Maria (Cu-Ag). A origem destes depósitos é controversa com diferentes hipóteses propostas para a gênese do minério: o modelo singenético, o diagenético e o magmático hidrotermal (Bettencourt, 1972, 1976; Ribeiro, 1986; Badi & Gonzales, 1988; Beckel, 1990; Ribeiro, 1991; Veigel, 1992, Toniolo *et al.*, 2004; Laux *et al.*, 2005). Entretanto, estudos em isótopos de S, Pb e idades U-Pb em zircão sugerem que a mineralização está relacionada ao sistema magmático-hidrotermal e que os metais vieram de uma fonte crustal antiga nos estágios finais de evolução do cinturão Dom Feliciano (Remus *et al.* 2000).

Este trabalho apresenta a proposta da existência de um sistema magmático-hidrotermal potencialmente mineralizado na porção noroeste do Terreno São Gabriel. Trabalhos anteriores na região descrevem a presença de fluorita e minerais de Pb, Zn, Cu e Sn em veios, stockworks, e cavidades miarolíticas em rochas intrusivas no Terreno São Gabriel (Rocha *et al.*, 1999; Matos *et al.*, 2008; Mattos *et al.*, 2004; Gastal e Ferreira, 2013). Análises de solo e sedimento de corrente realizadas pelo Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) indicaram

diversas anomalias de Au, Pb, Zn e Cu na mesma região (Camozzato, 1987; Porcher & Lopes, 2000).

Descobertas recentes mostram que uma associação mineral semelhante ocorre em veios e stockworks de fluorita, mica branca e feldspato em unidades metamórficas do embasamento (Hoerlle *et al.*, 2013). Além disso, anomalias positivas de flúor na água subterrânea foram registradas próximas à área de estudo (Silva, 2010).

Desta forma, veios com fluorita, mica branca e feldspato, hospedados em mármores neoproterozoicos foram selecionados para um estudo específico com o objetivo de avaliar as condições da evolução de deposição destes veios visando entender a relação genética destes veios com outras mineralizações e às rochas magmáticas alcalinas conhecidas na porção noroeste do Terreno São Gabriel.

## **REVISÃO DO ESTADO DA ARTE**

Este item contempla a revisão conceitual de temas relacionados a esta pesquisa. As revisões foram baseadas em livros e artigos publicados em periódicos, buscando principalmente trabalhos de revisão recentes sobre os temas mais amplos e artigos ou resumos em eventos para temas mais específicos da pesquisa.

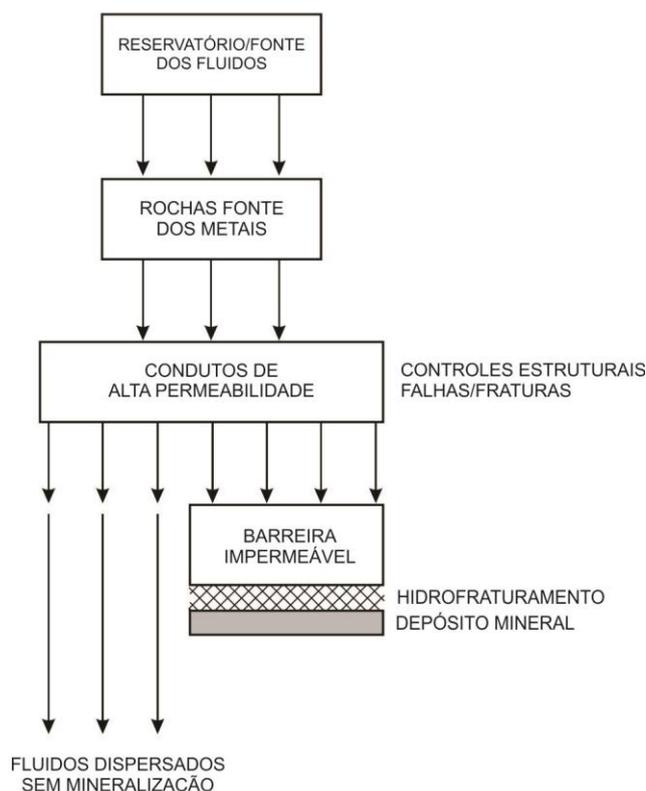
## **SISTEMAS HIDROTERMAIS**

A revisão sobre Sistemas Hidrotermais, sintetizado a seguir, foi principalmente baseada no livro “*Hydrothermal Processes and Mineral Systems*” de Pirajno (2009), que apresenta um estudo completo e atualizado sobre os sistemas hidrotermais e depósitos minerais associados ao hidrotermalismo.

### ***Características Gerais***

De maneira geral, um sistema hidrotermal pode ser caracterizado pela circulação lateral e vertical de fluidos quentes sob a superfície terrestre. O sistema é constituído por dois componentes essenciais: a fonte de calor e a fase fluida. A fonte de calor alimenta o sistema com a energia necessária, podendo estar associada ao magmatismo, gradiente geotérmico, decaimento radioativo, metamorfismo, entre outros. A fase fluida é composta por soluções derivadas de fluidos magmáticos, mantélicos, metamórficos, meteóricos, águas conatas ou água marinha. O sistema hidrotermal necessita de condutos para que as soluções sejam concentradas no

local de deposição final. Estes condutos geralmente são falhas, fraturas, contatos litológicos e rochas permeáveis. Uma célula hidrotermal convectiva ativa consiste de um sistema de recarga, uma célula de circulação e um sistema de descarga. Por fim, o sistema hidrotermal pode apresentar um depósito hidrotermal, caracterizado pela acumulação de metais ou outras substâncias de interesse econômico. Um depósito mineral hidrotermal consiste na precipitação de minerais formados a partir da circulação de fluidos quentes (desde 50° a 500°C) que extraem e carregam elementos para formação dos novos minerais em resposta a mudança das condições físico-químicas. Os depósitos minerais comumente são formados no local de descarga dos fluidos, sendo ele um conduto único, uma série de canais ou um conjunto de fraturas pequenas. A Figura 1 apresenta um esquema que exemplifica a formação de um depósito mineral a partir de fluidos mineralizados.



**Figura 1: Exemplo de sistema hidrotermal controlado por falhas e fraturas. O fluido sai de um reservatório, passando por rochas que fornecem metais até encontrar uma barreira impermeável resultando em aumento de pressão, seguido de ebulição (*boiling*) e hidrofraturamento/brechação, formando um depósito mineral. Os fluidos que não encontram barreiras podem seguir e não produzir um depósito mineral. Modificado de Pirajno (2009) e Cox (2005).**

As rochas afetadas pelos fluidos hidrotermais passam por processos de alteração hidrotermal cuja intensidade é maior nas áreas de descarga e,

consequentemente, nos locais dos depósitos minerais. A alteração hidrotermal ocorre em função das diferenças físico-químicas entre a assembleia mineral da rocha hospedeira que tende a buscar o equilíbrio nas novas condições.

### ***Veios Hidrotermais***

Os veios hidrotermais podem ser considerados como os melhores indicadores de fluxo de fluidos em um sistema hidrotermal. As variações texturais e morfológicas da mineralogia do veio fornecem informações importantes dos elementos e evolução do sistema hidrotermal. A dimensão dos veios pode variar desde micrômetros a alguns quilômetros de espessura e sua origem pode estar associada a intrusões ígneas, convecção de fluidos meteóricos em profundidade, desvolatização de fluidos magmáticos ou a fluidos mantélicos (Jia & Kerrich, 2000). Os veios podem ser sintectônicos ou pós-tectônicos. Muitos dos sistemas hidrotermais associados a intrusões ígneas são inicialmente caracterizados pelo sistema de veios que está associado às intrusões geneticamente e espacialmente.

### ***Sistema magmático-hidrotermal (Modelo de William-Jones e Heinrich)***

A partir de diversos estudos experimentais sobre a estabilidade de metais em gases aquosos e inclusões fluidas, William-Jones & Heinrich (2005) ressaltaram o papel dos gases magmáticos na formação de minérios magmático-hidrotermais. Os vapores d'água do sistema são agentes importantes de transporte dos elementos metálicos em sistema hidrotermais, além do papel tradicional dos fluidos efervescentes. Os vapores são considerados fluidos ricos em água, salinos, com densidade abaixo da densidade crítica da solução considerada. Os líquidos podem ser salmouras (hipersalinos, com mais de 26% em peso de NaCl equivalente) ou aquosos (< 26% em peso de NaCl equivalente) em temperaturas abaixo do ponto crítico. O fluido, de modo geral, é qualquer fase móvel que contém voláteis, tais como H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, N<sub>2</sub> com quantidades variáveis de componentes dissolvidos, como os sais.

O vapor no sistema hidrotermal fica progressivamente mais denso com o aumento da temperatura e da pressão, enquanto que os líquidos expandem até o ponto crítico, onde as duas fases ficam indistinguíveis, sendo caracterizadas como um fluido supercrítico. A sublimação que ocorre ao redor de fumarolas vulcânicas depositando metais é uma evidência da importância do papel dos vapores no transporte de elementos metálicos. Isto também demonstra que além do H<sub>2</sub>O, há

outros componentes importantes como  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{HCl}$ ,  $\text{CO}$  e  $\text{H}_2$ . A concentração de elementos metálicos em vapores magmáticos é variável e depende da composição e fonte do magma. Os magmas basálticos são principalmente enriquecidos em Cu, Zn, Pb, Sb, Ag, Au, enquanto que magmas andesíticos normalmente apresentam maiores concentrações de Cu, Pb, Zn, As, Mo e Hg. Os magmas félsicos apresentam concentração menor nos elementos citados acima, mas são mais abundantes em Sn e Mo, por exemplo. O transporte de metais pelos vapores em sistemas hidrotermais é particularmente eficiente para deposição de metais em fumarolas, pórfiros de Cu, Cu-Mo, Cu-Au e sistemas epitermais de Au-Cu, de acordo com William-Jones & Heinrich (2005). Dessa forma, os autores propuseram que um sistema magmático-hidrotermal apresenta três estágios principais que podem ser divididos em: fumarolas, pórfiro e epitermal.

Os depósitos de fumarolas de vulcões ativos ou de intrusões subvulcânicas apresentam vapores de baixa salinidade, mas ricos em  $\text{SO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$  e  $\text{HCl}$ , gerando líquidos residuais hipersalinos. A fase vapor condensa durante o resfriamento, gerando líquidos com  $\text{HCl}$  e  $\text{H}_2\text{SO}_4$  e pH muito baixo que geralmente produzem halos de alteração argílica avançada, caracterizada pela presença de minerais como pirofilita e alunita.

O pórfiro apresenta exsolução de voláteis do magma a partir da cristalização de magmas hidratados. Estes fluidos exsolvidos em condições de pressão acima da litostática leva ao hidrofraturamento, fluxo de fluidos ascendente e condensação de líquidos hipersalinos de vapores formando *stockworks* e alteração potássica pervasiva. O transporte de S, Cu e Au no sistema por vapores magmáticos indica que a disponibilidade do enxofre é um fator importante para o desenvolvimento de depósitos economicamente viáveis. A fase final do pórfiro consiste na produção de alteração argílica avançada produzida pela expansão de vapores pobres em metais na porção superior do sistema.

No estágio epitermal, fluidos magmáticos de média salinidade são segregados do magma hidratado seguidos pela separação de um vapor rico em  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{SO}_2$ , Cu, As e Au a partir da condensação de fluido hipersalino rico em  $\text{FeCl}_2$ . O resfriamento do vapor magmático de  $500^\circ\text{C}$  para temperaturas inferiores a  $350^\circ\text{C}$  induz a precipitação de sulfetos de Cu e Fe enquanto que o Au permanece em solução. Os fluidos de baixa salinidade serão responsáveis pela deposição do Au, enargita e

pirita nas porções superiores do sistema. A deposição de Cu-Au-As é causada pelo fluido aquoso de baixa salinidade acompanhada de intensa lixiviação ácida das rochas hospedeiras. Por fim, William-Jones & Heinrich (2005) concluem que os sistemas Cu-Au-Pórfiro e Au-Ag-Epitermal podem ser considerados como produtos de um processo contínuo relacionado à evolução e resfriamento de um magma hidratado. A Figura 2 ilustra o estágio epitermal da evolução do regime de fluidos proposto por William-Jones & Heinrich (2005).

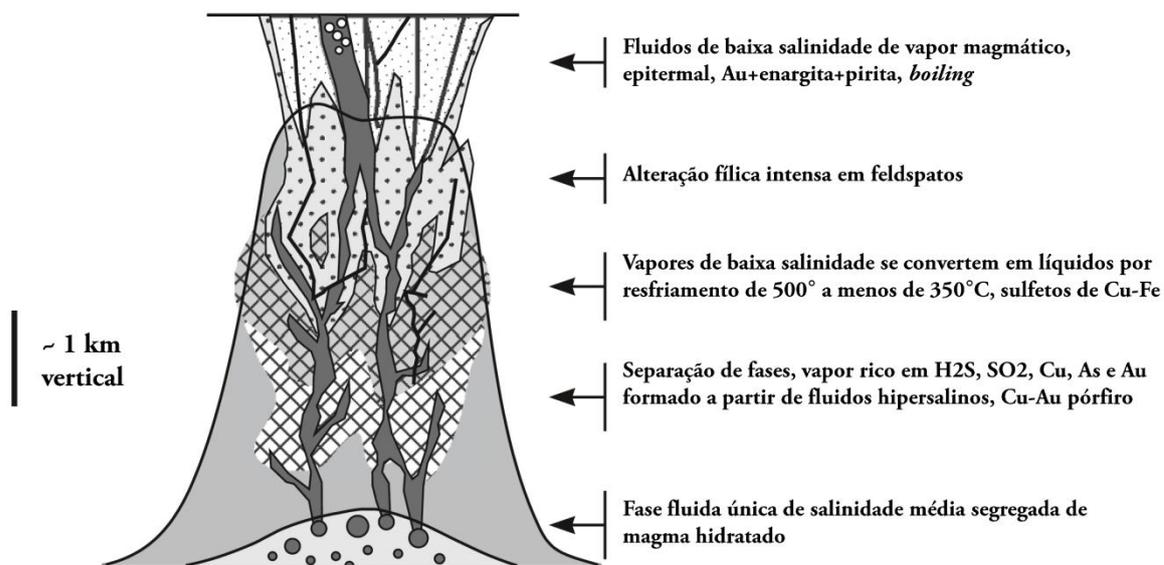


Figura 2: Estágio epitermal da evolução do regime de fluidos acima de uma câmara magmática levando ao desenvolvimento de um sistema mineral pórfiro-epitermal. Modificado de William-Jones & Heinrich (2005).

### **Deposição da Fluorita em Sistemas Hidrotermais**

A precipitação da fluorita em sistemas hidrotermais pode ocorrer de diversas maneiras, dentre as mais prováveis estão: mudança da temperatura e/ou pressão do fluido mineralizante; mistura de dois ou mais fluidos; interação entre fluido mineralizante e rocha hospedeira.

A precipitação da fluorita que ocorre devido ao resfriamento do fluido hidrotermal foi proposto por autores como Freas (1961) e Benesova *et al.* (1969). A solubilidade da fluorita na maioria das soluções aquosas reduz com a diminuição da temperatura, portanto a fluorita tende a cristalizar com o decréscimo de temperatura. Soluções diluídas (<1.0 M) com NaCl ou KCl são exceções, pois a solubilidade vai ao máximo em aproximadamente 100°C e diminui com o aumento da temperatura até cerca de 360°.

A fluorita pode ser precipitada como resultado da interação de diferentes fluidos. A deposição pode acompanhar mudanças de pH e/ou da concentração de cálcio e magnésio dos fluidos hidrotermais. A fluorita é levemente solúvel em soluções ácidas (Richardson & Holland, 1979) e a mudança do pH ácido para próximo do neutro pode baixar a solubilidade da fluorita no fluido. De forma similar, a deposição da fluorita pode ocorrer pela reação entre o fluido mineralizante e a rocha hospedeira. Por exemplo, se um fluido hidrotermal entra em um calcário e dissolve calcita, ele aumenta a concentração de cálcio no fluido. Se a solução inicial é próxima a NaCl puro, tal aumento na concentração do cálcio pode levar a precipitação da fluorita.

## **DEPÓSITOS EPITERMAIS**

A revisão sobre depósitos epitermais foi baseada principalmente em trabalhos como Simmons *et al.* (2005) e Sillitoe & Hedenquist (2003) que apresentam revisões abrangentes sobre depósitos epitermais. Além disso, outros trabalhos foram consultados e estão citados ao longo do texto.

### ***Definições e características dos depósitos epitermais***

O termo epitermal se refere às condições de temperatura e pressão relativamente baixas das mineralizações que ocorrem em ambientes hidrotermais, principalmente subaéreos. A baixa pressão está relacionada a ambientes rasos e a temperatura máxima é controlada pelo ponto de ebulição na curva de profundidade (*boiling point for depth curve*). A precipitação do minério ocorre aproximadamente entre 150° e 300°C em profundidades que variam desde 50 a 1500 metros abaixo no nível do lençol freático. A deposição ocorre em função das mudanças químicas que ocorrem a partir de alterações abruptas na temperatura ou pressão. As condições físicas são os fatores principais para definição do sistema epitermal, ainda que a composição dos fluidos epitermais seja um fator crucial para transporte e deposição dos metais. Apesar de diferentes depósitos epitermais apresentarem mineralogia de ganga similar, a assembleia de metais varia significativamente, com diferentes proporções entre ouro, prata, metais base e outros como mercúrio, antimônio, telúrio e selênio (Lindgren, 1933).

Diversos modos de classificação para os depósitos epitermais foram propostos e todos consideram, pelo menos, alguns aspectos da mineralogia do minério e da ganga. Além disso, boa parte dos autores se baseia em características como nível

de oxidação, pH ou estado de sulfetação do fluido responsável pela mineralização e/ou alteração hidrotermal. Uma das principais características utilizadas para classificação de sistemas epitermais é o estado de sulfetação que caracteriza a estabilidade dos sulfetos em termos da fugacidade do enxofre em baixa, intermediária e alta sulfetação (John *et al.*, 1999). O estado de sulfetação pode variar em resposta às mudanças químicas no tempo ou espaço (Einaudi *et al.*, 2003). Estas variações, associadas às modificações da mineralogia do minério, podem estar relacionadas aos processos do ambiente epitermal, assim como à composição das rochas ígneas e ambiente tectônico (John *et al.*, 1999; John, 2001; Sillitoe & Hedenquist, 2003). A Tabela 1 sumariza as relações entre o estado de sulfetação dos ambientes epitermais, composição das rochas ígneas geneticamente relacionadas ao sistema epitermal (temporal e espacialmente) e o ambiente tectônico.

**Tabela 1: Sumário das relações entre estado de sulfetação dos ambientes formadores de minério, composição das rochas ígneas e ambiente tectônico, proposto por Sillitoe & Hedenquist (2003).**

Sulfetação	Composição da rocha ígnea	Ambiente Tectônico
Alta	Cálcico-alkalina, andesito-dacito	Arco magmático em estado de deformação neutro a moderadamente extensional; deformação compressiva incomum
Intermediária	Cálcico-alkalina, andesito-riolito	Arco magmático em estado de deformação neutro a moderadamente extensional; deformação compressiva rara
Baixa	Cálcico-alkalina, alcalina, toleítica bimodal basalto-riolito	Arco magmático em processo de rifteamento; rifte pós-colisional

Os depósitos epitermais são formados por minério epigenético, geralmente hospedado em rochas vulcânicas contemporâneas e/ou mais antigas ou do embasamento, raramente em intrusões subvulcânicas. Os depósitos abrangem desde áreas menores que 10 km<sup>2</sup> até áreas maiores que 100 km<sup>2</sup>. A geometria dos corpos de minério é variável, controlada por aspectos litológicos e estruturais e representam zonas de paleopermeabilidade em porções rasas de sistemas hidrotermais. Os corpos de minério em veios com mergulho acentuado, formados por dilatação e extensão são os mais comuns. Alguns são hospedados em falhas de grande porte, mas é mais comum que a mineralização ocorra em estruturas de segundo ou terceira ordem com deslocamentos inferiores a dez metros. A litologia é

igualmente importante no controle do minério, especialmente em locais onde as diferenças de porosidade e permeabilidade direcionam o fluxo dos fluidos para contatos entre unidades ou rochas com maior permeabilidade. As características da rocha hospedeira podem ser originais ou produto da alteração hidrotermal e dissolução química ou brechação hidrotermal (Sillitoe, 1993). Desse modo, as falhas e fraturas, assim como brechas e rochas clásticas grosseiras representam as principais estruturas e rochas hospedeiras para minérios disseminados relacionados a veios, que pode se estender por centenas a milhares de metros linearmente e dezenas a centenas de metros verticalmente. Na maioria dos casos, a ganga principal é o quartzo, tornando o minério resistente ao intemperismo.

**Tabela 2: Controle da forma e permeabilidade do corpo de minério epitermal (Modificado de Simmons et al., 2005)**

Controle	Corpo de minério	Controle da permeabilidade
<b>Estrutural:</b> Controlado por falhas e fraturas	Veios (alto mergulho); stockworks e intersecções de falhas	Estruturas de segunda e terceira ordem, juntas de dilatação, fraturamento rúptil
<b>Hidrotermal:</b> Controlado por pressão e reatividade dos fluidos	Brechas hidrotermais, diatremas e quartzo residual	Fraturamento hidráulico, erupções hidrotermais
<b>Litológico:</b> Controlado pelas características físicas da rocha	Disseminado concordante aos estratos	Ignimbritos ou unidades sedimentares grosseiras, contatos entre camadas permeáveis e impermeáveis

### **Relação com as rochas ígneas**

A maioria dos depósitos epitermais está relacionada a rochas vulcânicas coevas e seus equivalentes subvulcânicos de afinidade cálcico-alcalina, predominantemente formadas em arcos magmáticos resultantes de limites convergentes (Sawkins, 1990; Sillitoe & Hedenquist, 2003). Depósitos de ouro e prata ( $Au \pm Ag \pm Cu$  ou  $Ag-Pb-Zn$ ) são encontrados em sequências vulcânicas contendo andesitos, dacitos e riolitos provenientes de magmas cálcico-alcalinos relativamente oxidados. Entretanto, os depósitos com baixas razões de  $Ag/Au$  também são encontradas em rochas vulcânicas em ambientes de retroarco e rifte continental, com magmas toleíticos e composições bimodais (basalto-riolito). Algumas exceções aos sistemas epitermais mais comuns incluem os depósitos de  $Au-Ag \pm Te$  relacionados a rochas vulcânicas alcalinas derivadas de magmas máficos

hidratados (Richards, 1995; Jensen & Barton, 2000). Estes magmas são formados fora dos arcos vulcânicos convencionais em zonas da crosta onde estruturas tensionais profundas se desenvolvem a partir de rifteamento ou tectonismo posterior a subducção (Sillitoe, 1993; Richards, 1995; Jensen & Barton, 2000). A Tabela 3 sumariza as principais características dos tipos e subtipos dos depósitos epitermais levando em conta o estado de sulfetação e características do magma, conforme Sillitoe & Hedenquist (2003).

### ***Preservação de sistemas epitermais no registro geológico***

De maneira geral, os depósitos epitermais apresentam baixo potencial para preservação no registro geológico, principalmente em função da baixa profundidade do ambiente de formação e do rápido soerguimento e erosão dos arcos magmáticos próximos aos limites convergentes. Desta forma, a maioria dos depósitos são terciários ou mais jovens, ainda que depósitos mais antigos sejam encontrados em ambientes vulcânicos bem preservados. Exemplos de grandes depósitos epitermais pré-cambrianos são encontrados no Canadá, Austrália e Escandinávia (Dubé *et al.*, 1998; Hallberg, 1994; Turner *et al.*, 2001; Huston *et al.*, 2002).

### ***Inclusões Fluidas em Depósitos Epitermais***

Os principais estudos em inclusões fluidas em depósitos epitermais indicam que a deposição do minério em geral ocorre a partir de soluções diluídas a moderadamente salinas em temperaturas entre 150° e 300°C. Os depósitos de ouro e prata geralmente apresentam soluções com salinidade abaixo de 5% (% peso NaCl equiv.), enquanto que os depósitos de Ag-Pb-Zn comumente são formados por soluções com salinidade entre 10 e 20% (% peso NaCl equiv.) (Simmons *et al.*, 2005).

Tabela 3: Principais características dos tipos e subtipos de depósitos epitermais (Modificado de Sillitoe & Hedenquist, 2003).

	Alta Sulfetação		Sulfetação Intermediária	Baixa Sulfetação	
	Magma oxidado	Magma reduzido		Magma subalcalino	Magma alcalino
<b>Rochas vulcânicas geneticamente relacionadas</b>	Principalmente andesitos a riodacitos	Riodacitos	Principalmente andesitos a riodacitos, riolitos localmente	Basalto a riolito	Alcali-basalto a traquito
<b>Minerais de alteração principais</b>	Quartzo-alunita/AFS quartzo-pirofilita dickita em profundidade	Quartzo-alunita/AFS; quartzo-dickita em profundidade	Sericita, adularia geralmente incomum	Ilita/esmectita-adularia	Roscoelita-ilita-adularia
<b>Ganga (sílica)</b>	Silicificação maciça fina e quartzo vuggy residual		Quartzo crustiforme e em forma de pente preenchendo veios	Calcedônia e quartzo coliforme e crustiforme preenchendo veios e substituindo carbonatos	Calcedônia e quartzo coliforme e crustiforme preenchendo veios; deficiência de quartzo em estágios iniciais
<b>Ganga (carbonatos)</b>	Ausente		Comum, tipicamente incluindo variedades manganêsíferas	Presente, mas tipicamente tardio	Abundante mas não manganêsífero
<b>Ganga (outros)</b>	Barita comum, tipicamente tardia		5 a 20%	Barita incomum, fluorita presente localmente	Barita, celestita e/ou fluorita comum localmente
<b>Abundância de sulfetos</b>	10-90%		Esfalerita, galena, tetraedrita, tenantita, calcopirita	Tipicamente <1-2% (chega a 20% quando hospedados por basalto) 2-10%	
<b>Sulfetos principais</b>	Enargita, luzonita, famatinita, covelita	Acantita, stibinita	Ag-Au, Zn, Pb, Cu	Arsenopirita e pirrotita escassos a muito escassos, esfalerita, galena, tetraedrita, tenantita e calcopirita escassos	
<b>Metais principais</b>	Au-Ag, Cu, As-Sb	Ag, Sb, Sn	Mo, As, Sb	Au ± Ag	
<b>Metais secundários</b>	Zn, Pb, Bi, W, Mo, Sn, Hg	Bi, W	Telurídeos: comum localmente Selenídeos: incomum	Zn, Pb, Cu, Mo As, Sb, Hg	
<b>Minerais de Te e Se</b>	Telurídeos: comum, Selenídeos: presente localmente	Nenhum conhecido, poucos dados		Selenídeos: comum Telurídeos: presente localmente	Telurídeos: abundante Selenídeos: incomum

## PÓRFIROS ALCALINOS (ÁLCALI-PÓRFIROS)

Depósitos de cobre e ouro de pórfiros alcalinos constituem uma importante subclasse de depósitos magmático-hidrotermais. Ainda que sejam considerados raros, os pórfiros alcalinos representam importantes depósitos como os de *British Columbia* no Canadá e Cadia East na Austrália, chegando a depósitos com 2.5 Gt de ouro a 0.42 g/t e 0,28% de Cu (Logan & Milhanyuk, 2014, Newcrest Mining Ltd., 2013). Além disso, alguns depósitos de pórfiros alcalinos também podem apresentar elevados conteúdos de elementos do grupo da platina (LeFort *et al.*, 2011; Bath *et al.*, 2014). Os depósitos epitermais e pórfiros alcalinos são menos comuns que sistemas pórfiro-epitermais associados ao magmatismo cálcico-alcálico e a maioria dos depósitos alcalinos está hospedada em zonas pericratônicas ou arcos intraoceânicos (Bissig & Cooke, 2014)

O ambiente tectônico dos depósitos mais recentes em pórfiros alcalinos ainda reflete a configuração atual das placas tectônicas. Os cobre-ouro-pórfiros de *Ladlam*, *Emperor*, *Porgera* e *Dinkidi*, por exemplo, estão associados a rochas ígneas alcalinas que intrudiram ambientes tectonicamente complexos, em alguns casos incluindo reversão da polaridade de subdução, possivelmente induzida pela colisão com um arco ou platô oceânico e extensão incipiente de *back-arc* paralela ao arco (Richards, 1995, 2009; Richards *et al.*, 1990; Richards & Kerrich, 1993; Kamenetsky *et al.*, 1999; Muller *et al.*, 2001; Carman, 2003; Cooke, 2011; Harris *et al.*, 2013). O magmatismo alcalino local, alinhado perpendicularmente a um arco cálcico-alcálico pré-existente, embora encaixado em substrato continental, também caracteriza um ambiente tectônico propício para ocorrência de pórfiro alcalino. Como exemplo para este caso, há o cobre-ouro-pórfiro de *Skouries*, enriquecido em elementos do grupo da platina localizado na península de Halkidiki na Grécia, (Kroll *et al.*, 2002).

Intrusões geneticamente relacionadas a depósitos minerais alcalinos tipicamente estão encaixadas em rochas hospedeiras basálticas ou vulcanossedimentares. Muitos dos depósitos de pórfiros alcalinos de cobre-ouro de *British Columbia*, por exemplo, tiveram suas intrusões durante os estágios mais jovens do magmatismo de arco hospedados por basaltos relativamente oxidados e interpretados como encaixados antes da acreção final dos arcos no continente norte americano (Vaca, 2012, Logan & Mihalynuk, 2014). Em alguns exemplos, as

intrusões de pórfiros e mineralizações sucedem o vulcanismo, onde as rochas vulcânicas e intrusões são partes da mesma suíte magmática de caráter alcalino similar (Bailey & Hodgson, 1979; Logan & Bath, 2006; Micko *et al.*, 2014).

### ***Fluidos e Alteração Hidrotermal***

Assim como pórfiros cálcico-alcálicos, os pórfiros alcálicos estão associados com múltiplos eventos intrusivos que podem gerar alteração hidrotermal e assembleias minerais complexas. Os fluidos são principalmente derivados de um complexo intrusivo. Entretanto, teores elevados de CO<sub>2</sub> foram documentados para alguns fluidos mineralizantes alcálicos que são consistentes com a alta solubilidade de CO<sub>2</sub> em magmas juvenis (Ronacher *et al.*, 2004; Wyllie & Huang, 1976).

As interações entre os fluidos e as rochas encaixantes geram uma série de envelopes de alteração ao redor da intrusão responsável pela mineralização. Entretanto, o padrão de zonação da alteração hidrotermal e as assembleias em depósitos alcálicos são mais complexos que nos sistemas cálcico-alcálicos, principalmente devido à complexa evolução dos fluidos mineralizantes que produzem minerais abundantes em Ca em quase todas as assembleias de alteração. De modo geral, o núcleo dos depósitos pórfiro alcálicos apresenta assembleias de alteração cálcicas e cálcico-potássicas. Os veios cálcico-potássicos e as assembleias de alteração em *Galore Creek*, por exemplo, contêm granadas zonadas e ausência de quartzo (Micko, 2010). Em diversos depósitos, a alteração cálcico-potássica é envolvida por alteração potássica. (Wilson *et al.*, 2003; Micko *et al.*, 2014). As mineralizações estão comumente hospedadas em zonas de alteração potássica ou cálcico-potássica e a alteração potássica é tipicamente mais extensa que a mineralização do Cu e Au em si.

A assembleia de alteração potássica tipicamente possui biotita e magnetita abundante em rochas hospedeiras basálticas, enquanto que o K-feldspato secundário é mais abundante em intrusões félsicas. Os feldspatos potássicos em diversos pórfiros alcálicos são caracterizados pela grande quantidade de inclusões de hematita (*hematite dusting*) (Wilson *et al.*, 2007). A alteração sódica rica em albita pode caracterizar a porção rasa do sistema, mas a alteração sódico-cálcica pode ser encontrada distante da porção potássica em profundidade. As principais diferenças, quando comparadas as zonas de alteração de pórfiros cálcico-alcálicos, são os altos conteúdos de magnetita e a presença de assembleias cálcicas e cálcico-potássicas

no núcleo dos sistemas alcalinos, a relativa escassez de alteração fílica e a falta de alteração argílica.

A ocorrência de sulfetos em depósitos alcalinos é tipicamente zonada, apresentando desde núcleos ricos em bornita a bornita + calcopirita, seguidas por pirita + calcopirita, com uma zona externa estéril onde a pirita é o sulfeto dominante (Wilson *et al.*, 2003). Sobretudo, o conteúdo de sulfeto, especialmente de pirita é baixo comparado com depósitos de pórfiros cálcico-alcalinos. Os sulfetos podem ocorrer como cimento em brechas, disseminados ou em veios junto com minerais de ganga. Ganga de quartzo é restrita aos depósitos de pórfiros alcalinos relacionados a magmatismo saturado em sílica. (Wilson *et al.*, 2003; Jago *et al.*, 2014; Norris, 2012).

Por fim, as assembleias de alteração e os padrões de zonação da alteração, sulfetos e isótopos de enxofre são produto da interação entre fluidos magmático-hidrotermais altamente oxidados com rochas hospedeiras mais redutoras ricas em  $Fe^{+2}$ . A maior proporção de minério normalmente encontra-se em áreas de altos contrastes de gradientes redox (Micko, 2010).

## **CONTEXTO GEOLÓGICO**

### ***Terreno São Gabriel (TSG)***

O Terreno São Gabriel (TSG) está limitado a sudoeste pela Zona de Cisalhamento Ibaré com o Bloco Cráton Rio de la Plata, à norte e noroeste está coberto pelas deposições fanerozóicas da Bacia do Paraná e a leste está justaposto com o Cinturão Porongos, delimitado pela anomalia magnetométrica de Caçapava do Sul (Costa, 1997). O Terreno São Gabriel é composto por associações justapostas tectonicamente relacionadas ao desenvolvimento do Arco de São Gabriel (Philipp *et al.*, 2008). Desta forma, o terreno é dividido em dois complexos principais: O Complexo Cambaizinho e o Complexo Cambaí. Diversos autores subdividiram o TSG de maneiras diferentes, da mesma maneira que repartiram os complexos em diferentes formações de acordo com as respectivas interpretações. Nesse trabalho o Terreno São Gabriel será abordado de maneira simplificada, considerando que a ênfase da pesquisa não é discussão da sua subdivisão tectônica e estratigráfica. Entretanto, para este estudo é necessário que a divisão entre as rochas do Complexo Cambaí e do Complexo Cambaizinho estejam esclarecidas e bem estabelecidas.

Inicialmente, Carvalho (1932) descreveu litotipos do Terreno São Gabriel com base no grau metamórfico e subdividiu as rochas de alto grau metamórfico que foram interpretadas como uma unidade que representaria o arqueano e outra unidade que contempla rochas de baixo grau que foi considerada como representante do algonqueano, unindo as duas unidades como Grupo Porongos. Posteriormente, Goñi (1962) alegou que a porção inferior do pré-cambriano do Rio Grande do Sul era composta por migmatitos dizendo que o paleossoma dessas rochas era composto predominantemente por rochas ricas em alumínio e os anfibolitos encontrados intercalados com os migmatitos seriam a porção que resistiu aos processos metassomáticos (Jung & Rocques, 1952). Goñi (1962) nomeou a associação de migmatitos e anfibolitos de Formação Cambaí. Posteriormente, Ribeiro *et al.* (1966) descreveram uma variedade de gnaisses, migmatitos, anfibolitos e mármore, cortados por uma série de pegmatitos que representariam a Formação Cambaí na região de Caçapava do Sul. Jost & Willcock (1966), trabalhando com uma assembleia de rochas na região de São Gabriel similar às descritas por Goñi (1962), afirmaram encontrar uma inconformidade angular entre as rochas de alto grau e as rochas de baixo grau e alegaram que as rochas de alto grau estavam relacionadas a uma orogenia mais antiga no Escudo Sul-Riograndense e sugeriram que o termo formação deveria ser substituído por grupo. Silva Filho (1984) demonstrou que essa assembleia de rochas era muito complexa estruturalmente e não deveria ser tratada como uma sequência sedimentar estratificada, sendo assim, renomeou o Grupo Cambaí para Complexo Cambaí. Além disso, Silva Filho (1984) alegou que as rochas consideradas migmatitos por Goñi (1962), seriam gnaisses deformados com composições variadas desde diorítica, tonalítica, trondhjemitica a granodiorítica. Posteriormente, Remus *et al.* (1993) apresentaram o mapeamento detalhado da região de Vila Nova do Sul, agruparam os ortognaisses no Complexo Cambaí e reuniram xistos, metapelitos e quartzitos, anfibolitos bandados, xistos magnesianos, serpentinitos, mármore e rochas ultramáficas no Complexo Cambaizinho. Na década seguinte, Saalman *et al.* (2005) dividiram o Terreno São Gabriel em duas unidades estratigráficas que são representadas pelas sucessões metamórficas vulcanossedimentares do Grupo Palma e os ortognaisses cálcico-alcalinos do Complexo Cambaí. O Grupo Palma foi considerado como uma sucessão vulcanossedimentar composta por rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas intercaladas por xistos e gnaisses. O grupo ainda foi subdividido em superior e inferior por Saalman *et al.* (2005).

O Grupo Palma inferior é composto pela Formação Cerro do Ouro e pelo Complexo Cambaizinho. Baseado no trabalho de Remus *et al.* (1993), Saalman *et al.* (2005) denominaram algumas rochas do Complexo Cambaizinho de Formação Cerro do Ouro, que contempla principalmente metabasaltos, anfibolitos, rochas ultramáficas (xistos magnesianos e serpentinitos). As rochas metavulcânicas estão intercaladas com gnaisses, camadas de chert, quartzitos e mármore. Os mármore formam lentes alongadas ou megaboudins.

O Complexo Cambaizinho é composto por paragneisses, como biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses, quartzitos, metapelitos e anfibólito gnaisses. Uma idade Neoproterozoica para o Grupo Palma inferior é indicada por idades modelo Nd Tdm de 0,6 - 1,3 Ga, e valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  sugerem que as rochas metassedimentares são principalmente derivadas de rochas ígneas juvenis ainda que haja uma contribuição menor de uma crosta continental antiga (Saalman *et al.*, 2005). Nas porções ocidentais do Terreno São Gabriel, o Grupo Palma inferior foi intrudido por granitoides (Sanga do Jobim e equivalentes) que ocorreu com orientação sudoeste-nordeste, como corpos lenticulares alongados. Datações Pb-Pb em zircões realizadas por Remus *et al.* (2001) indicaram idades de  $697\pm 3$  Ma e valores positivos de  $\epsilon\text{Nd}(t)$  de +5.2 indicaram uma fonte juvenil para essas rochas (Babinski *et al.*, 1996).

O Grupo Palma superior é formado pela Formação Campestre, que é composta por rochas metavulcânicas (vulcânicas e vulcanoclásticas, andesitos, dacitos e tufos) de baixo grau que se assemelham a arcos de ilha modernos. Datações por U-Pb em zircões de rochas da Formação Campestre indicam idades de  $753\pm 2$  e  $757\pm 17$  Ma, interpretadas como idades de cristalização por Machado *et al.* (1990) e Remus *et al.* (1999). A sucessão é comumente interpretada como porção vulcânica de um arco magmático, provavelmente relacionado aos dioritos e tonalitos do Complexo Cambaí (Koppe e Hartmann, 1988; Chemale *et al.*, 1995; Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 1999, 2000).

O Complexo Cambaí é composto por metadioritos, metatonalitos e metatondhjemitos de fonte juvenil que intrudiram o Complexo Cambaizinho. Os plútons são truncados por diferentes gerações de diques e veios de composição trondhjemítica, granítica e pegmatítica. As rochas possuem uma característica química cálcico-alcálica e foram formadas em ambiente de arco magmático

(Chemale *et al.*, 1995; Babinski *et al.*, 1996). Métodos convencionais de datação U-Pb SHRIMP nas rochas do Complexo Cambaí resultaram em idades de 750-690 Ma (Babinski *et al.*, 1996; Remus *et al.*, 1999; Hartmann *et al.*, 2011), incluindo tonalitos no sudoeste do Terreno São Gabriel com idades de  $750 \pm 16$  Ma (Leite *et al.*, 1998). Alguns autores subdividem o Complexo Cambaí em Gnaisses Vila Nova, Suíte Lagoa da Meia Lua e Suíte Sanga do Jobim (Hartmann *et al.*, 2011). Essas unidades têm composições similares (dioríticas, tonalíticas, trondhjemíticas e granodioríticas), porém foram separadas em função da sua idade e relação com os eventos tectônicos da área. Nesse trabalho abordaremos o Complexo Cambaí como unidade única para fins de simplificação e para evitar entrar em discussões relacionadas à interpretação tectônica da área, que foge ao escopo deste trabalho.

Porções do Terreno São Gabriel foram cobertas pelos sedimentos e vulcanismo da Bacia do Camaquã entre 620 e 490 Ma. Além disso, o TSG foi intrudido por diversos granitoides pós-colisionais cálcico-alcálicos alto-K a alcálicos entre 590 e 520 Ma (Soliani *et al.*, 2000)

### **Complexo Granítico São Sepé**

O Complexo Granítico São Sepé (CGSS) intruiu as rochas do Terreno São Gabriel durante um episódio tectônico transtensivo no final do Neoproterozoico relacionado a eventos pós-colisionais da Orogênese Dom Feliciano (640-620 Ma) (Chemale *et al.*, 1995, Gastal & Lafon, 1998; Remus *et al.*, 1999; 2000, Gastal & Ferreira 2013). O Complexo Granítico São Sepé é interpretado de maneiras distintas, alguns autores o consideram como um complexo único, composto por um plúton múltiplo (Sartori, 1978; Gastal, 1998), ou por duas unidades distintas denominadas de Granito São Sepé e Monzogranito Rincão dos Coqueiros (Porcher *et al.*, 1995). Independentemente da nomenclatura, o complexo granítico foi formado por intrusões epizonais com monzogranitos no centro, datado em  $558 \pm 8$  Ma e sienogranitos (facies microgranítico) com idade de  $550 \pm 6$  Ma nas bordas (Remus *et al.*, 1999)

### **Formação Acampamento Velho**

A Formação Acampamento Velho (Ribeiro & Fantinel, 1978) – ou Aloformação Acampamento Velho conforme Paim *et al.* (2000) – caracteriza o vulcanismo bimodal da Bacia do Camaquã. Também chamado de vulcanismo neoproterozoico do Platô da Ramada, esta unidade representa a porção de magmatismo

moderadamente alcalino-sódico relacionado a eventos pós-colisionais do Ciclo Brasileiro/Pan Africano no sul do Brasil.

O vulcanismo da Formação Acampamento Velho é composto principalmente por depósitos de fluxo piroclástico e depósitos efusivos de composição predominantemente riolítica. A grande quantidade de depósitos ignimbríticos com feições estruturais e texturais relacionadas à grande quantidade de gases no sistema e fluxos quentes aliados à presença de fluxos de lavas e corpos hipabissais ao longo de lineamentos sugerem um vulcanismo subaéreo estabelecido em condutos fissurais (Sommer *et al.*, 2011; Lima *et al.*, 2007; Leitzke, 2013). As rochas básicas contemplam lavas porfiríticas e diques, classificados como basaltos hawaííticos e mugearíticos (Sommer *et al.*, 1999; Wildner *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2002; Sommer *et al.*, 2005). Apesar de Matte *et al.* (2012) associar rochas intermediárias à Formação Acampamento Velho no Platô da Ramada, indicando que o magmatismo possa ter evoluído a partir de mecanismos de cristalização fracionada desde composições básicas a ácidas, não foram encontradas lavas andesíticas, mantendo a classificação bimodal do vulcanismo.

O vulcanismo bimodal básico-ácido representa uma afinidade química transicional com características de séries sódicas, saturadas alcalinas a toleíticas continentais. O vulcanismo do Platô da Ramada é comparável a associações relacionadas a finais de ciclos orogênicos, nos quais o magmatismo shoshonítico alcalino com alto e baixo Ti reflete a fusão de fontes modificadas de subducção. Um modelo de geração de magmas em ambientes colisionais envolvendo quebra de lascas da placa subductante e ascensão da astenosfera é aplicada a evolução do magmatismo de subducção a anorogênico no Platô da Ramada.

A partir de análises U-Pb SHRIMP em zircões extraídos de riolitos na região do Passo do Salsinho, Chemale Jr. (2000) obteve idades de  $573 \pm 18$  Ma. Posteriormente, Sommer *et al.* (2005), utilizando a mesma técnica, apresentou idades de  $549 \pm 5$  Ma para os riolitos da região do Platô da Ramada, similares às idades Rb/Sr de  $545 \pm 13$  e  $546 \pm 13$  Ma definidas por Almeida *et al.* (1996, 2002). Recentemente, Janikian *et al.* (2012) obtiveram idades de  $544,2 \pm 5$  Ma pelo método U-Pb LA-ICP-MS em tufos lapilíticos e idades de  $579 \pm 13$  e  $569 \pm 2$  Ma em seixos riolíticos de depósitos conglomeráticos localizados na porção basal da Formação Acampamento Velho. Os autores propuseram uma divisão das rochas vulcânicas

ácidas em duas unidades distintas. Contudo, este trabalho não visa à discussão estratigráfica, mas a relação entre mineralizações no noroeste do Terreno São Gabriel e o magmatismo alcalino de aproximadamente 550 Ma na mesma região.

## BIBLIOGRAFIA

- Almeida D.P.M., Zeffass H., Basei M.A. 1996. Mineralogia, geoquímica e novas idades para o vulcanismo ácido da Bacia do Camaquã *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, 1996. Anais. Salvador, SBG, **2**:19-21.
- 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.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* **24**(5):439–442.
- Badi, W.R.S.; Gonzalez, A.P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RGS. *In: DNPM Principais depósitos Minerais do Brasil*, Vol. III - Metais básicos não ferrosos e Al, Brasília, DNPM, p. 157-170.
- Bailey, D.G., Hodgson, C.J., 1979, Transported altered wall rock in laharic breccias at the Cariboo-Bell Cu-Au porphyry deposit, British Columbia: *Economic Geology*, **74**:125–128.
- Bath, A.B., Cooke, D.R., Friedman, R.M., Faure, K., Kamenetsky, V.S., Tosdal, R.M., Berry, R.F., 2014, Mineralization, U-Pb geochronology, and stable isotope geochemistry of the Lower Main zone of the Lorraine deposit, north-central British Columbia: A replacement-style alkalic Cu-Au porphyry: *Economic Geology*, **109**:979–1004.
- Beckel, J., 1990. Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la cuenca de Camaquã durante El Ciclo Orogenico Brasileiro, Rio Grande do Sul (Brasil), PhD Thesis. Universidade de Salamanca, Salamanca, Spain.
- Benesova Z.; Cadek J., 1969: Temperature of homogenization of inclusions in fluorite deposits of Czechoslovakia. *Fluid Inclusion Research* **69**(2): 13-14
- Bettencourt, J.S., 1972. *A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul*, Tese de Dourorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil.
- Bettencourt, J.S., 1976. Mineralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygene et de soufre de la mine de cuivre de Camaquã - RS (une etude preliminaire). *In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, MG. Anais*, **2**:409-423.

- Bissig, T., & Cooke, D.R. 2014. Introduction to the special issue devoted to alkalic porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits. *Economic Geology*, **109**(4):819-825.
- Camozzato, E. 1987. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Cachoeira do Sul – Folha SH.22-Y-A. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília.
- Carman, G.D., 2003, Geology, mineralization, and hydrothermal evolution of the Ladolam gold deposit, Lihir Island, Papua New Guinea: Society of Economic Geologists Special Publication No. 10, p. 247–284.
- Carvalho, P.F. (1932). Reconhecimento geológico do Estado do Rio Grande do Sul. Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil, Rio de Janeiro, Boletim 66
- Chemale Jr, F., Hartmann, L.A., Silva, L.D. 1995. Stratigraphy and tectonism of the Brasiliano Cycle in southern Brazil. *Communications of the Geological Survey of Namibia*, **10**:151-166.
- Cooke, D.R., Wilson, A.J., House, M.J., Wolfe, R.C., Walshe, J.L., Lickfold, V., Crawford, A.J., 2007, Alkalic porphyry Au-Cu and associated mineral deposits of the Ordovician to Early Silurian Macquarie Arc, New South Wales: *Australian Journal of Earth Sciences*, **54**:445–463.
- Costa, A.F.U. 1997. *Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-cambrianas no Escudo Sul-Rio-Grandense*. Porto Alegre. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 2 v. 291 p.
- Cox, S.F. 2005. Coupling between deformation fluid pressures, and fluid flow in ore-producing hydrothermal systems at depth in the crust. *Economic Geology 100th Anniversary 1905–2005*: p. 39–75
- Dubé, B., Dunning, G., Lauzière, K. 1998. Geology of the Hope Brook mine, Newfoundland, Canada: A preserved Late Proterozoic high-sulfidation epithermal gold deposit and its implications for exploration: *Economic Geology*, **93**:405–436.
- Freas, D.H. 1961. Temperatures of mineralization by liquid inclusions, Cave-in-Rock fluorspar district, Illinois. *Economic Geology*, **56**(3):542-556.
- Gastal, M.C.G., Ferreira, F.J.F. 2013. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. *Pesquisas em Geociências*, **40**(3):233-257.

- Gastal, M.C.P. 1998. *Suíte Intrusiva Saibro, RS: Avaliação de um Modelo Petrológico*. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 365p.
- Gastal, M.C.P. Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-riograndense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Revista Brasileira de Geociências*. **28**(1):11-28.
- Goñi, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du pre-cambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralization. *Boletins*, **12**:1-89
- Hallberg, A., 1994, The Enåsen gold deposit, central Sweden: *Mineralium Deposita*, **29**:150–162.
- Harris, A.C., Cooke, D.R., Blackwell, J.L., Fox, N., Orovan, E.A., 2013, Volcano-tectonic setting of world class alkalic porphyry and epithermal Au ± Cu deposits of the southwest Pacific: Society of Economic Geologists Special Publication 17, p. 337–360.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil - SHRIMP establishes three events. *Geology*, **27**(10):947-950.
- 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., 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**(5):829-844.
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, **19**(1):84-99.
- Henrichs, I.A., Marques, J.C., Frantz, J.C., 2011. Paragênese Epitermal da Mina Galena, Cinturão Dom Feliciano Leste, Amaral Ferrador-RS. 2011. *In: XIII Congresso Brasileiro de Geoquímica*. Gramado, Brasil.
- Hoerlle, G.S., Remus, M.V.D., Reis, R.S.D., 2013. Interações e reações envolvendo fluidos magmáticos e mármores de Vila Nova do Sul, RS, Brasil., *In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia*. Gramado, 2013. *Resumos*. p. 1-3
- Huston, D.L., Blewett, R.S., Keillor, B., Standing, J., Smithies, R.H., Marshall, A., Mernagh, T.P., Kamprad, J., 2002, Lode gold and epithermal deposits of the

- Mallina basin, North Pilbara Complex, Western Australia: *Economic Geology*, **97**:801–818.
- Jacobi, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2):277-279.
- Jago, C.P., Tosdal, R.M., Cooke, D.R., Harris, A.C., 2014, Vertical and lateral variation of mineralogy and chemistry in the Early Jurassic Mt. Milligan alkalic porphyry Au-Cu deposit, British Columbia, Canada: *Economic Geology*, **109**:1005–1033.
- Jensen, E.P., Barton, M.D., 2000, Gold deposits related to alkaline magmatism: *Reviews in Economic Geology*, **13**:210–314.
- Jia, Y., Kerrich, R. 2000. Giant quartz vein systems in accretionary orogenic belts: the evidence for a metamorphic fluid origin from  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  studies. *Earth and Planetary Science Letters*, **184**:211-224.
- John, D.A., 2001, Miocene and early Pliocene epithermal gold-silver deposits of the northern Great Basin, western United States: Characteristics, distribution and relation to magmatism: *Economic Geology*, **96**:1827–1853.
- John, D.A., Garside, L.J., Wallace, A.R., 1999, Magmatic and tectonic setting of late Cenozoic epithermal gold-silver deposits in northern Nevada, with an emphasis on the Pah Rah and Virginia Ranges and the northern Nevada rift: Geological Society of Nevada Special Publication 29, p. 65–158.
- Jost, H., Villwock, J.A. 1966. Contribuição a estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos Escola de Geologia de Porto Alegre*, **1**(1):13-26
- Juliani, C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**:167-179.
- Jung, J., Roques, M. 1952. Introduction à l'étude zoneographique des formations crystallophylliens. *Bull. Serv. Carte Geol. France*, 50, n° 235.
- Kamenetsky, V.S., Wolfe, R.C., Eggins, S.M., Mernagh, T.P., Bastrakov, E., 1999, Volatile exsolution at the Dinkidi Cu-Au porphyry deposit, Philippines; a melt-inclusion record of the initial ore-forming process: *Geology* **27**:691–694.
- Kelley, K.D., Romberger, S.B., Beaty, D.W., Pontius, J.A., Snee, L.W., Stein, H.J., Thompson, T. B., 1998. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado. *Economic Geology*, **93**(7):981-1012.

- Koppe, J.C., Hartmann, L.A. 1988. Geochemistry of the Bossoroca greenstone Belt, southernmost Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, **2**(2):167–174.
- Kroll, T., Mueller, D., Seifert, T., Herzig, P.M., Schneider, A. 2002, Petrology and geochemistry of the shoshonite-hosted Skouries porphyry Cu-Au deposit, Chalkidiki, Greece: *Mineralium Deposita*, **37**:137–144.
- 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**(1):71-89.
- LeFort, D., Hanley, J., Guillong, M., 2011, Subepithermal Au-Pd mineralization associated with an alkalic porphyry Cu-Au deposit, Mount Milligan, Quesnel terrane, British Columbia, Canada: *Economic Geology*, **106**:781–808.
- Leitzke, F.P. 2013. *Rochas vulcânicas alta-sílica na região do Tupanci, NW do Escudo Sul-Rio-Grandense*. Dissertação de Mestrado em Geociências. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 95 p.
- Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S. 2007. O vulcanismo neoproterozoicos-ordoviciano no Escudo Sul-Riograndense: os ciclos vulcânicos da Bacia do Camaquã. *In: 50 anos de Geologia: Instituto de Geociências*. Contribuições. P.79-95.
- Lindgren, W. 1933, Mineral deposits: New York, McGraw-Hill, 4th ed., 930 p.
- Logan, J.M., Bath, A.B., 2006, Geochemistry of Nicola Group basalt from the central Quesnel trough at the latitude of Mount Polley (NTS 093A/5, 6, 11, 12), central British Columbia: British Columbia Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources, Geological Fieldwork 2005, Paper 2006-1, p. 83–98.
- Logan, J.M., Mihalynuk, M.G., 2014, Tectonic controls on early Mesozoic paired alkaline porphyry deposit belts (Cu-Au ± Ag-Pt-Pd-Mo) within the Canadian Cordillera: *Economic Geology*. **109**:827–858.
- Machado, N., Koppe, J.C., Hartmann, L.A., 1990. A Late Proterozoic U–Pb age for the Bossoroca Belt, Rio Grande do Sul. Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* (2–3):87–90.
- Matos, D.F., de Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S., de Liz, J.D., Figueiredo, A.M.G., Waichel, B L. 2008. Riolitos Neoproterozóicos pós-colisionais na área do santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral e origem das heterogeneidades texturais. *Brazilian Journal of Geology* **32**(2):255-266.

- Mattos, I.C., Mexias, A.S., Formoso, M.L.L. 2004. Alteração Hidrotermal a SW do Complexo Granítico São Sepé – São Sepé/RS. *Geochimica Brasiliensis* **18**(1):12-27
- Mexias, A.S., Berger, G., Gomes, M.E., Formoso, M.L., Dani, N., Frantz, J.C., Bongioiolo, 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**(4):717-728.
- Micko, J. 2010. The geology and genesis of the Central zone alkalic copper-gold porphyry deposit, Galore Creek district, northwestern British Columbia, Canada: Unpublished Ph.D. thesis, British Columbia, University of British Columbia, 359 p.
- Micko, J., Tosdal, R.M., Bissig, T., Chamberlain, C.M., Simpson, K.A., 2014, Hydrothermal alteration and mineralization of the Galore Creek alkalic Cu-Au porphyry deposit, northwestern British Columbia, Canada: *Economic Geology*, **109**:891–914.
- Moyle, A.J., Doyle, B.J., Hoogvliet, H., Ware, A.R. 1990. Ladolam gold deposit, Lihir island. *Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*, 2, p. 1793-1805.
- Müller, D., Franz, L., Herzig, P.M., Hunt, S., 2001, Potassic igneous rocks from the vicinity of epithermal gold mineralization, Lihir Island, Papua New Guinea: *Lithos*, **57**:163–186.
- Newcrest Mining Ltd., 2013, Newcrest Mining Limited annual report 2013, 128 p.
- Norris, J.R., 2012, *Evolution of alteration and mineralization at the Red Chris copper-gold porphyry deposit East zone, northwestern British Columbia, Canada*: Unpublished M.Sc. thesis, Vancouver, Canada, University of British Columbia, 194 p.
- Paim, P.S.G., Lopes, R.C. Geologia da região das Minas do Camaquã. *In*: Ronchi, L.H.; Lobato, A.O.C. (Org.) Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar. São Leopoldo: UNISINOS, 2000. p. 111-132.
- Philipp, R.P., Lusa, M., Nardi, L.V.S. 2008. Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **80**:735-748.
- Pirajno, F. (2009) *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlin 1250 p.

- Porcher, C.A., Leites, S.R., Ramgrab, G.E., Camozzato, E. 1995. Passo do Salsinho, folha SH.22-Y-A-I-4, escala 1:50.000, estado do Rio Grande do Sul. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil. Brasília, CPRM, 352p.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Formoso, M.L.L., 1993. Os padrões de Elementos Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel-RS. *Revista Brasileira de Geociências* **23**(4):370–387.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Fletcher, I.R. 2000. 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**(3):191-216.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, **3**(2):155-174.
- Remus, M.V.D., Macambira, M.B., Hartmann, L.A., Beilfuss, M., 2001. Crustal evolution of granitoids and gneisses from the Cambaizinho Belt, southern Brazil: review, new zircon Pb–Pb evaporation ages and Pb–Nd–Sr isotopes. *In: Proceedings of the III South American Symposium on Isotope Geology*, Pucon, Chile, CD-ROM.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca Volcanic Arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*, **12**(4):349-366.
- 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.; Bocchi, P.R.; Figueiredo F., Tessari, R. I. 1966, Geologia da quadricula de Caçapava do Sul, RS, Brasil., DNPM, Rio de Janeiro, Boletim, 127: 1-200.
- Ribeiro, M.J. 1986. O metamorfismo dos campos termais do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Série Geológica* **11**(1):15-28.
- Ribeiro, M.J., 1991. *Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. 416 p.

- Richards, J.P., 1995, Alkalic-type epithermal gold deposits—a review: *Mineralogical Association of Canada Short Course*, **23**:367–400.
- Richards, J.P., 2009, Postsubduction porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits; products of remelting of subduction-modified lithosphere: *Geology*, **37**:247–250.
- Richards, J.P., Chappell, B.W., McCulloch, M.T., 1990, Intraplate-type magmatism in a continent-island-arc collision zone; Porgera intrusive complex, Papua New Guinea: *Geology*, **18**:958–961.
- Richards, J.P., Kerrich, R. 1993. The Porgera gold mine, Papua New Guinea; magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit. *Economic Geology* **88**(5):1017-1052.
- Richards, J.P., Kerrich, R., 1993, Porgera gold mine, Papua New Guinea. Magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit: *Economic Geology*, v. 88, p. 1017–1017.
- Richardson, C.K., Holland, H.D. 1979. Fluorite deposition in hydrothermal systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **43**(8):1327-1335.
- Rocha, F.F.N., Lima, E.F., Prado, M., Bastos, A., Matos, D.F., 1999. Mineralizações de fluorita e galena em derrames riolíticos da região de Vila Nova (Aloformação Acampamento Velho), RS: Resultados preliminares, *In: I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados Gramado/RS*. Gramado, Brazil.
- Ronacher, E., Richards, J.P., Reed, M.H., Bray, C.J., Spooner, E.T.C., Adams, P.D. 2004. Characteristics and evolution of the hydrothermal fluid in the North zone high-grade area, Porgera gold deposit, Papua New Guinea: *Economic Geology*. **99**:843–867.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata craton. *Precambrian Research*, **136**(2):159-175.
- Sartori, P.L.P. 1978. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 195 p.
- Sawkins, F.J., 1990, Metal deposits in relation to plate tectonics: Berlin, Springer-Verlag, 461p.

- Seoane, J.C.S., 1999. Geology of epithermal gold in Castro, PR, Brazil, GIS based evaluation of geological-geochemical database. Tese de Doutorado. Universidade de Campinas, Campinas.
- Sillitoe, R.H., 1993, Epithermal models: Genetic types, geometrical controls and shallow features: Geological Association of Canada Special Paper, **40**:403–417.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication* **10**:315–343.
- Silva Filho, B.C. 1984, Geology of the polyphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova region, State of Rio Grande do Sul, southern Brazil, Part I: Petrogenesis. *Acta Geológica Leopoldensia*, **17**:35–152
- Silva, E.B., 2010. *Mapeamento hidrogeológico e hidroquímica da região de São Gabriel, RS*. Trabalho de conclusão de curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. Brasil. Retirado de: <http://hdl.handle.net/10183/28596>.
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. p. 485-522
- Sommer, C.A. 2005. O vulcanismo neoproterozoico do platô da ramada, região de Vila Nova do Sul, RS. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 194p. Porto Alegre
- Sommer, C.A., de Lima, E.F., Nardi, L.V. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do Platô de Taquarém, Dom Pedrito, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**(2), 245-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F.D., Pierosan, R., Machado, A. 2011. Reoignimbritos e ignimbritos de alto grau do vulcanismo Acampamento Velho, RS: origem e temperatura de formação. *Revista Brasileira de Geociências*. **41**(3): 420-435.
- 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, O e C. *Pesquisas em Geociências* **31**(2):41-67.
- Turner, W.A., Richards, J.P., Nesbitt, B.E., Muelenbachs, K., Biczok, J.L., 2001, Proterozoic low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Mallery Lake area, Nunavut, Canada: *Mineralium Deposita*, **36**:442–457.
- Vaca, S., 2012, Variability in the Nicola/Takla Group basalts and implications for alkalic Cu-Au porphyry prospectivity in the Quesnel terrane, British Columbia,

- Canada: Tese de Mestrado, Vancouver, Canada, University of British Columbia, 148 p.
- Veigel, R., 1992. Diagênese de rochas siliciclásticas: o exemplo do Membro Vargas, Eopaleozoico da Bacia do Camaquã-RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, **35**:27-154.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S., Lima, E.F. 1999. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well-Preserved Neoproterozoic–Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review*, **41**(12): 1082-1098.
- William-Jones, A.E., Heinrich, C.A. (2005) Vapor transport of metals and the formation of magmatic-hydrothermal ore deposits. *Economic Geology* **100**:1287–1312
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Harper, B.L., 2003, The Ridgeway gold-copper deposit; a high-grade alkalic porphyry deposit in the Lachlan fold belt, New South Wales, Australia: *Economic Geology*, **98**:1637–1666.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Stein, H.J., Fanning, C.M., Holliday, J.R., Tedder, I.J., 2007, U-Pb and Re-Os geochronologic evidence for two alkali porphyry ore-forming events in the Cadia district: *Economic Geology*, **102**:3–26.
- Wyllie, P.J., Huang, W. 1976. High CO<sub>2</sub> solubilities in mantle magmas: *Geology*, **4**:21–24.

## **CAPÍTULO II: ARTIGO CIENTÍFICO**

**COMPROVANTE DE SUBMISSÃO DO ARTIGO**

Guilherme Sonntag Hoerlle &lt;gui.ois@gmail.com&gt;

---

**Brazilian Journal of Geology - Manuscript ID BJGEO-2016-0071**

---

**secretaria@zeppelini.com.br** <secretaria@zeppelini.com.br>

6 de junho de 2016 10:13

Para: gui.ois@gmail.com, guilherme.hoerlle@ufrgs.br

Cc: gui.ois@gmail.com, guilherme.hoerlle@ufrgs.br, marcus.remus@ufrgs.br, lhronchi@hotmail.com, marcia.boscato@ufrgs.br, norberto.dani@ufrgs.br

06-Jun-2016

Dear Mr. Sonntag Hoerlle:

Your manuscript entitled "Evolution of alkaline vein mineralization in the São Gabriel Terrane (Southern Brazil): new prospecting ideas and consequence for metallogeny" has been successfully submitted online and is presently being given full consideration for publication in the Brazilian Journal of Geology.

Your manuscript ID is BJGEO-2016-0071.

Please mention the above manuscript ID in all future correspondence or when calling the office for questions. If there are any changes in your street address or e-mail address, please log in to ScholarOne Manuscripts at <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo> and edit your user information as appropriate.

You can also view the status of your manuscript at any time by checking your Author Center after logging in to <https://mc04.manuscriptcentral.com/bjgeo-scielo>.

Thank you for submitting your manuscript to the Brazilian Journal of Geology.

Sincerely,  
Brazilian Journal of Geology Editorial Office

**RESEARCH PAPER**

To: Brazilian Journal of Geology

*June, 03, 2016***Title:****Evolution of alkaline vein mineralization in the São Gabriel Terrane (Southern Brazil): new prospecting ideas and consequence for metallogeny****Short title:****Evolution of alkaline vein mineralization in the São Gabriel Terrane**Guilherme Sonntag Hoerlle<sup>1</sup>, Marcus Vinicius Dorneles Remus<sup>2</sup>, Norberto Dani<sup>3</sup>,  
Marcia Elisa Boscato Gomes<sup>4</sup>, Luiz Henrique Ronchi<sup>5</sup><sup>1,2,3,4</sup> Instituto de Geociências -Universidade Federal do Rio Grande do Sul<sup>5</sup> Universidade Federal de Pelotas**Corresponding author:**

Guilherme Sonntag Hoerlle

Av. Mathilde Trein Renner, 251/603

Porto Alegre, RS, Brazil

CEP: 91370-050

guilherme.hoerlle@ufrgs.br

**ABSTRACT**

Fluorite-mica-feldspar hydrothermal veins and stockworks host Pb-Zn-Cu sulfides in the São Gabriel Terrane, Southern Brazil. The veins fill second- and third-order structures in neoproterozoic calcitic marbles of Cambaizinho Complex and have their origin related to postcollisional alkaline volcanism of Acampamento Velho Formation (~550 Ma). Veins are mostly symmetrically zoned showing, from borders to the center, fluorite and sericite, muscovite, K-feldspar and albite (carbonates and iron oxides). Galena, sphalerite, chalcopyrite, pyrite and minor cassiterite are disseminated in the veins and concentrated in ore pockets. Vein petrography and microthermometric measurements in fluorite fluid inclusion indicates that the hydrothermal veins were formed in a shallow crust environment from magmatic and meteoric fluid mixture near 140°C. Further, the occurrence of fluorite, Pb-Zn-Cu on rhyolites and miarolitic cavities on alkaline granitoids added to Pb-Zn-Cu anomalies on stream sediment and soil analysis may indicate that a magmatic-hydrothermal system may be the link between all those individual occurrences. At last, Au quartz veins hosted by alkaline granitoids accompanied by pyrite and fluorite alteration halos in the same region would indicate that all metal prospects may be part of the same system and may suggest that these veins are linked to an alkali epithermal system, potentially mineralized.

**KEY WORDS:**

Hydrothermal veins; alkali epithermal; fluorite veins;

## INTRODUCTION

Alkali gold-copper deposits are an increasing economic and exploration target. Epithermal deposits affiliated with alkaline rocks such as Cripple Creek, Ladolam, and Porgera (Moyle *et al.*, 1990; Richards and Kerrich, 1993; Kelley *et al.*, 1998) deposits are amongst some of the largest gold accumulations in epithermal settings in the world, as well as alkali porphyry-related gold deposits such as Ridgeway, Cadia East, and Galore Creek (Barr *et al.*, 1976; Lang *et al.*, 1995; Holliday *et al.*, 2002; Wilson *et al.*, 2003; Micko *et al.*, 2014). Deposits and districts may cover areas from <10 to ~200 km<sup>2</sup> (Simmons *et al.*, 2005). Amongst Brazilian epithermal deposits, the Tapajos Province, north Brazil, is one of the largest gold provinces in the country (Jacobi, 1999; Juliani & Fernandes, 2010). In South Brazil, a few epithermal deposits purposes were made to Castro and Lavras do Sul gold deposits (Seoane, 1999; Mexias *et al.*, 2005).

Pb, Zn and Cu occurrences of the hydrothermal system of Santa Maria (Pb-Zn) and Camaquã (Cu) deposits are located less than a hundred kilometers from the studied area. It represents one of the most important base metal deposits on Precambrian Sul-Riograndense shield. Camaquã Basin ore deposits are mainly represented by Camaquã Cu (Au-Ag), Santa Maria Pb-Zn (Cu-Ag) and Cerro dos Martins Cu (Pb-Zn). The origin of these deposits is controversial with different genetic hypothesis proposed: a syngenetic model, a diagenetic model and a magmatic-hydrothermal model. (Bettencourt, 1972, 1976; Ribeiro, 1986; Badi and Gonzales, 1988; Beckel, 1990; Ribeiro, 1991; Veigel, 1992, Toniolo *et al.*, 2004; Laux *et al.*, 2005). However, Pb-S geochemistry and zircon U/Pb SHRIMP studies suggest that the mineralization is related to a distal magmatic-hydrothermal system and the metals were derived from an old crustal source during the end of Dom Feliciano Collisional Orogeny (Remus *et al.*, 2000).

Previous works describe the presence of fluorite and Pb-Zn-Cu-(Sn) minerals on veins and stockworks on alkaline rhyolites and older basement units as well as Au-quartz veins on alkaline granitoids that were emplaced onto the northwest portion of São Gabriel Terrane (Rocha *et al.*, 1999; Mattos *et al.*, 2004; Matos *et al.*, 2008; Gastal & Ferreira, 2013). Similar ore mineral association occurs on fluorite-mica-feldspar veins and stockworks within metamorphic basement units (Hoerlle *et al.*, 2013). Stream sediment and soil analysis indicates anomalies of Pb-Zn-Cu, also located around the same region (Camozzato, 1987). Besides that, positive fluorine

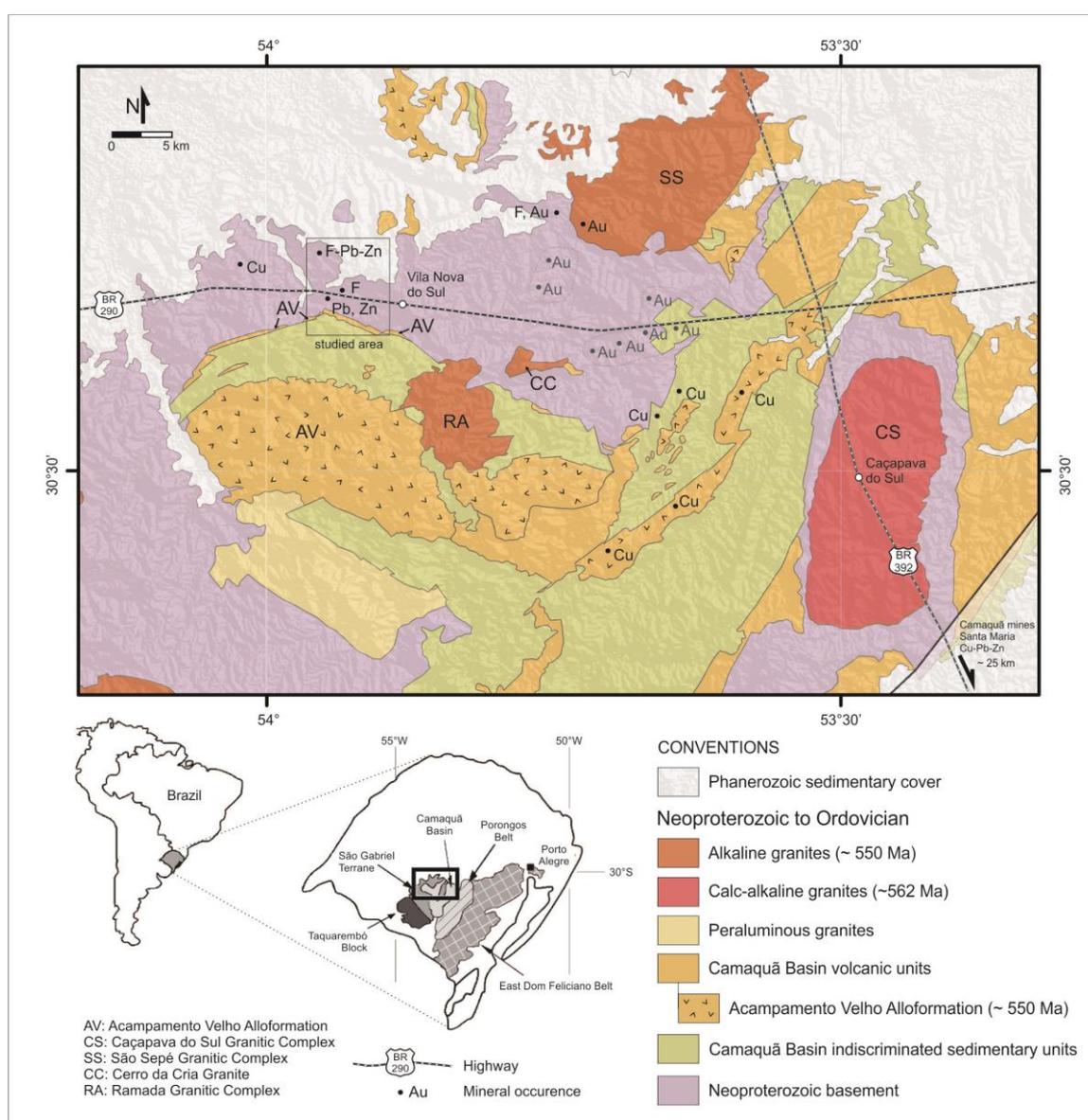
anomalies on underground water were described by Silva (2010) in this region. Even though the source of high fluorine on waters is still in discussion, the authors consider that it could be due to the presence of fluorite on veins, stockworks, miarolitic cavities and others. The link between Au, Pb-Zn and Cu prospects and deposits and hydrothermal veins on this region is still unknown. To solve this problem we used field work, petrography and fluid inclusion studies integrated with electron microprobe mineral analysis and whole rock chemical composition to suggest that such occurrences are connected and that the source of the mineralization is related to an alkali low sulfidation epithermal system that affected the northwest portion of the São Gabriel Terrane.

### **GEOLOGICAL SETTING**

The Sul-Riograndense Shield, located in southern Brazil, presents mostly magmatic rocks emplaced in Paleoproterozoic metamorphic basement (Hartmann *et al.*, 1999; Soliani *et al.*, 2000). Most of the magmatism is related to the Brasiliano/Pan-African cycle with two main magmatic episodes: 700-760 Ma arc magmatism (Fernandes *et al.*, 1992; Babinski *et al.*, 1997; Chemale, 2000) and 650-550 Ma postcollisional magmatism (Gastal & Lafon, 1998; Bittencourt & Nardi, 2000). São Gabriel Terrane (Fig. 1), located in the western Sul-Riograndense shield, is a neoproterozoic juvenile magmatic arc association and has its boundaries with Taquarembó Block in the south, Porongos Belt in the east and it is overlaid by phanerozoic sediments of Paraná Basin in the west and northwest (Jost & Hartmann, 1984). Many authors subdivided São Gabriel Terrane in different formations and complexes (Babinski *et al.*, 1996; Hartmann *et al.*, 1999, 2007, 2011). In summary, the terrane consists of a neoproterozoic metavolcanosedimentary sequence, represented by Cambaizinho Complex, Bossoroca Complex and Palma Complex intruded by juvenile calc-alkaline gneisses of the Cambaí Complex (Remus *et al.*, 1993; Saalman *et al.*, 2005). During the post-collisional stages of the Brasiliano-Pan-African Cycle, an alkaline magmatism event generated granitic complexes such as São Sepé, Cerro da Cria Granite, Ramada Granite, Jaguari Granite. The epizonal São Sepé Granitic Complex intruded the crust as a multiple pluton and shows monzogranites in the center and syenogranites on the borders (Sartori & Rüegg, 1979; Naime & Nardi, 1991; Nardi & Bonin, 1991; Gastal & Lafon, 1998). Both facies were dated and ages of  $558 \pm 8$  on monzogranites and  $550 \pm 6$  on syenogranites (U-Pb on zircons) were obtained by Remus *et al.* (1999). São Sepé Granitic Complex host occurrences of auriferous

quartz veins (Mattos *et al.*, 2004). The volcanic equivalent of these alkaline intrusions is represented by bimodal volcanism of Acampamento Velho Formation that hosts historical occurrences of Cu (Crespos and Pessegueiro) and Pb-Zn (Santuário) (Wildner *et al.*, 1994; Paim *et al.*, 2000; Almeida *et al.*, 2002, 2005; Sommer *et al.*, 2005; 2006).

The postcollisional event of ca. 550 Ma generated bimodal acid-basic volcanism and presents a transitional chemical affinity with features of sodic, silica-saturated alkaline to tholeiitic series, with acid lavas, pyroclastics and minor intermediate and basic components (Wildner *et al.*, 1999; Sommer *et al.*, 1999; 2005; 2006; Almeida *et al.*, 2002, 2005).



**Fig. 1: Geological map of São Gabriel Terrane with main occurrences and prospects. (Cu = copper occurrences, Au = gold occurrences, F = Fluorite occurrences, Pb-Zn = lead-zinc occurrences). Modified of Porcher & Lopes (2000) and Gastal & Ferreira (2013).**

Some authors propose that the Camaquã Basin acid volcanism could be divided into two volcanic events characterized by a 574-570 Ma and a ~ 544 Ma event (Janikian *et al.*, 2012), but this older ages could be related to lower stratigraphic units, such as Hilário Formation. Detailed petrography and structural studies suggested that a large amount of residual magma was remobilized during decompression and collapse of the magmatic system corroborating that São Sepé epizonal magmatic chambers were sources of magma to Acampamento Velho Formation (Gastal & Ferreira, 2013).

## **ANALYTICAL METHODS**

Samples from hydrothermal veins, stockworks, hydrothermalites and host rocks were obtained from surface locations on open pit marble mines. The petrography of sixteen thin sections was made on optical microscope integrated with mineral chemistry of selected minerals using scanning electron microscopy and electron microprobe. A preliminary petrographic fluid inclusion study was conducted on a doubly polished section of the AND-02-C sample (Fig. 2c), that shows the most complete mineralogical sequence of the veins on the set of collected samples. Attempts were made to separate isolated inclusions from trails of fluid inclusions. Microthermometric runs were carried out on both fluid inclusions assemblages using a Linkam THMSG 600 heating-freezing stage mounted on a biologic microscope Nikon 50i. Freezing measures were realized before heating to avoid stretching and decrepitation that can induce false homogenization temperatures. Calculation of fluid salinities and minimal temperature of entrapment were obtained using last ice-melting temperature ( $T_{m_{ice}}$ ) and homogenization temperatures ( $T_{h_i}$ ) according to the equation of state of Bodnar (2003). Chemical composition of micas, feldspar and sulphides were obtained with CAMECA SXFive electron microprobe at the Microprobe Laboratory at IGEO-UFRGS, Rio Grande do Sul, Brazil. The operative conditions were 15 keV of acceleration voltage and 15 nA of beam current for micas and feldspars, and 20 keV and 20 nA for all sulphides. Scanning Electron Microscopy (SEM) images were obtained on the Isotopic Geology Laboratory at IGEO-UFRGS with a JEOL JSM-6610LV SEM on backscattered mode. Major and trace elements of hydrothermalite, stockworks and veins were analyzed using ICP-ES and ICP-MS at ACME Analytical Laboratories Ltd., Canada.

## RESULTS

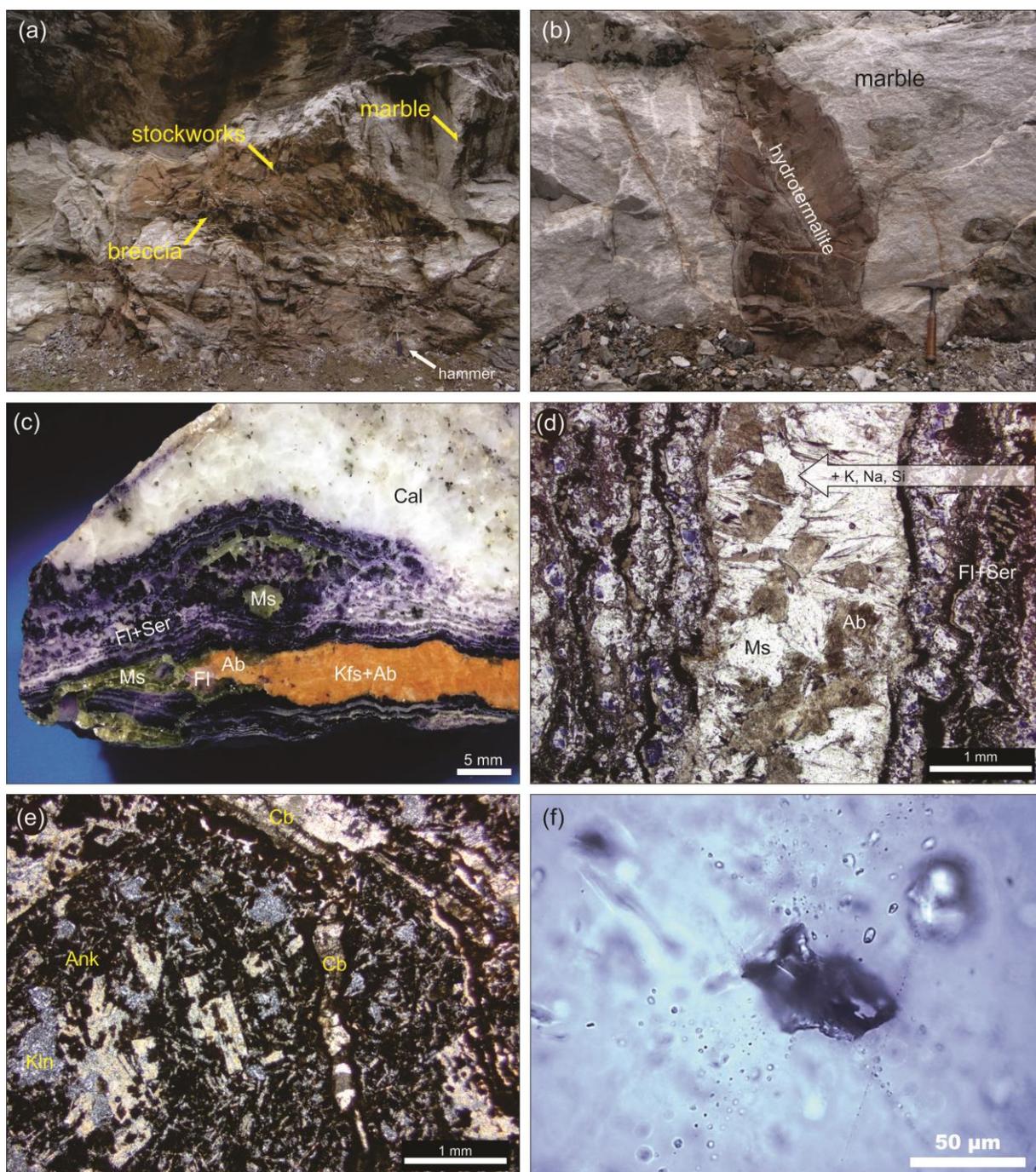
### *Hydrothermal veins and related structures*

Hydrothermal veins, breccias, stockworks, and hydrothermalites hosted in Neoproterozoic calcitic marbles are well exposed in two quarries located in Vila Nova do Sul, RS, southern Brazil, main study area of this work. Stockworks can get up to two meter thick and hydrothermalites up to sixty centimeters thick (Fig. 2a; 2b) but thinner hydrothermal veins are more common and better distributed along the studied area. Most veins have a structural geometrical control influenced by fracture and faults with the permeability control due to second- and third-order structures and brittle fracturing. Vein thickness varies from millimeters up to several centimeters and show little textural variation, many of them are almost symmetrically zoned (Fig. 2c). From the wall rock to the center of the veins, the most common sequence of minerals is made of intergrowths of purple fluorite and very-fine white mica (sericite) to the borders, medium grained muscovites in the middle and k-feldspar and low albite to the center (Fig. 2d; 3a; 3b). Some veins show late colorless fluorite in the end of vein evolution.

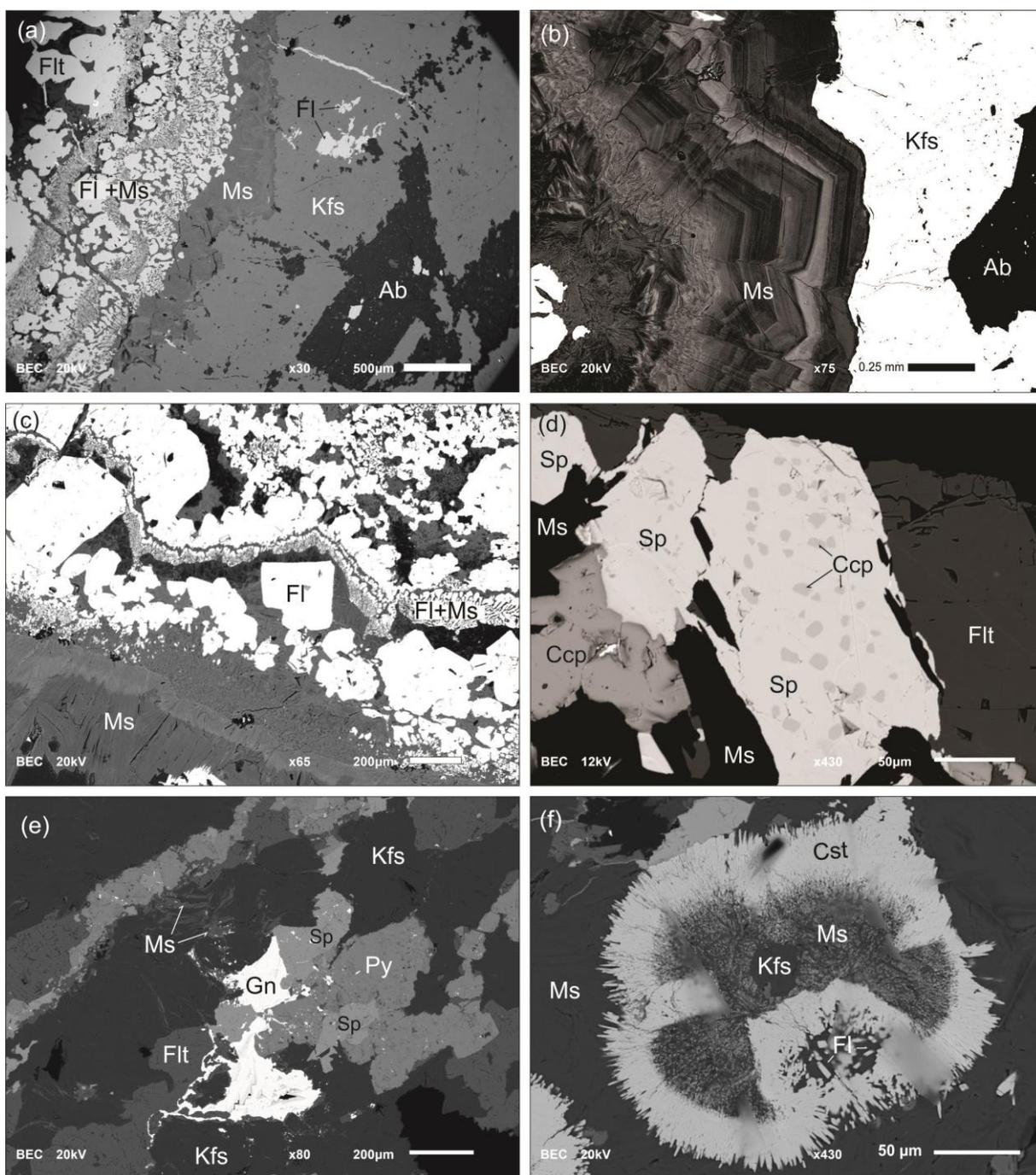
Fluorite crystals located closer to the borders of the veins are mostly subhedral, dark purple and of a bigger size compared to those towards the center of the veins, which are mostly anhedral and colorless. Very fine pale green muscovite is found in between fluorite crystals representing the dominant mineralogy of the borders of the veins (Fig. 3c). Towards the center of the veins, the grain size of the micas increase, with medium grained green muscovites being a very common mineral on most of the veins. Host rock micas found close to the veins were also studied and are mostly medium grained and often show sulfides inclusions, such as pyrite and chalcopyrite surrounding mica crystals. Chemical analyses of vein micas show that silica contents vary from 44.72% to 47.80% (wt %) while host rock micas present  $\text{SiO}_2$  weight percent values of 46.11 to 48.04%. Vein micas show variation on FeO content from 0.32% to 2.59%, with higher values belonging to fine grained micas closer to the wall rock. Medium grained micas show Fe zoning decreasing from core to rim in opposition of the Mg content that increase to the rims. MgO values on vein micas vary from 0.05% to 1.36% (Fig. 4). Host rock micas show higher contents of MgO and lower contents of FeO than vein micas, considering that median value for MgO in weight percent of host rock micas is 2.10% and 0.41% in vein micas. Median values of FeO content show the opposite, being higher on vein micas. Mica composition

plotted in the FeO-TiO<sub>2</sub>-MgO ternary diagram illustrate that host rock micas are concentrated close to the MgO vertex and that vein micas are distributed along the FeO-MgO axis. All micas show little TiO<sub>2</sub> concentration (Fig. 5). Chemical composition of vein and host rock micas plotted in the Si vs. Mg diagram show that the variation of 3.0 to 3.2 on Si per formula unit (p.f.u.) is similar to vein and host rock micas but Mg (p.f.u.) values of host rock micas can get to three times more than vein micas. Some analyses of host rock micas are closer to phengitic mica but most of the vein mica are close to a typical muscovite composition (Fig. 6). Albite and K-feldspar are located towards the center of the veins. K-feldspar is orange to brown in hand samples and colorless but turbid in thin section presenting low contents of NaO<sub>2</sub> (< 0.5 wt%) and a very pure K-feldspar composition. The turbidity is due to hematite, fluid inclusions and indiscriminated iron hydroxides. Selected analysis of micas, K-feldspar and albite are shown on Table 1. Colorless fluorite is found in the center of some of the studied veins. Minor secondary carbonates are also present on veins but abundant on stockworks and breccias, specially filling open spaces (vugs) as drusiform euhedral calcite crystals. Stockworks and breccias show similar mineral assemblages of veins although clay minerals and carbonates are more abundant, mainly kaolinite and ankerite.

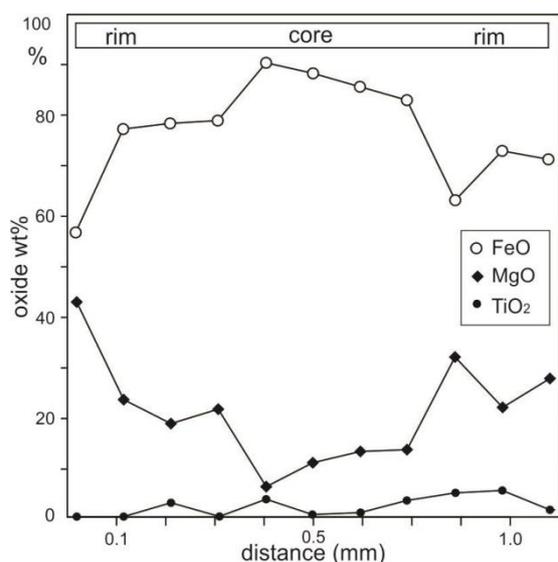
The sulfide assemblage of hydrothermal veins is mainly composed of galena, sphalerite, chalcopyrite and pyrite. The occurrence of those ore minerals is disseminated throughout the veins, mostly found in between micas and fluorite but also in the center of the veins within k-feldspar crystals (Fig. 3d; 3e). Most of the sphalerite crystals show many bleb-like inclusions of chalcopyrite disseminated (Fig. 3d). At last, minor cassiterite needles are located close to the center of the veins surrounding K-feldspar and sericite (Fig. 3f).



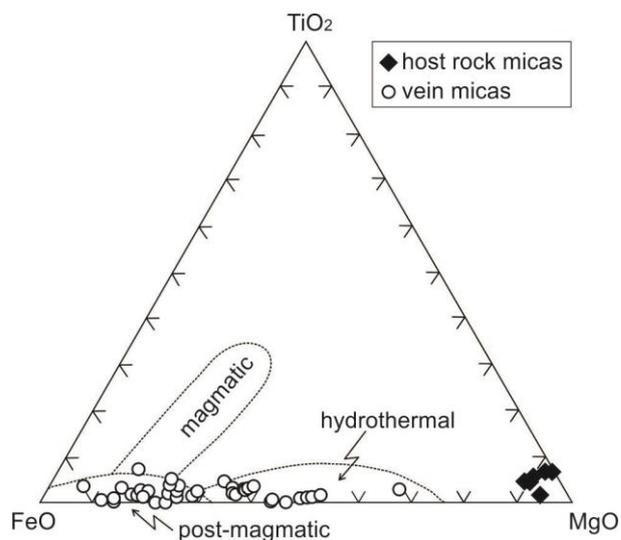
**Fig. 2:** (a) Stockworks and breccias hosted by neoproterozoic marbles; (b) Hydrothermalite sectioning calcitic marbles exposed in quarry close to Vila Nova do Sul; (c) Polished section of hand sample showing the structure of fluorite-mica-feldspar vein; (d) Photomicrograph of symmetrically zoned fluorite-mica-feldspar vein; (e) Kaolinite and ankerite plus carbonate veinlets in hydrothermalite thin section; (f) Radial pseudosecondary fluid inclusion surrounding a decripted inclusion . (Cal = calcite; Ms = muscovite; Fl = fluorite; Kfs = K-feldspar; Ab = albite; Ccp = chalcopryite; Ank = ankerite; Cb = carbonate mineral; Kln = kaolinite; Ser = sericite).



**Fig. 3:** (a) One side of a symmetrical vein with mineral deposition sequence starting with coarse fluorite, followed by fluorite and fine grained muscovite (sericite), muscovite, k-feldspar and albite; (b) Growth and zoning in muscovite towards the center of the vein; (c) Detail on the vein texture showing intergrowths of fluorite and muscovite; (d) Bleb-like chalcopyrite disease texture on sphalerite; (e) Sulphide assemblage with galena, sphalerite (with chalcopyrite blebs) and pyrite; (f) Late cassiterite needles surrounding very fine grained muscovite, k-feldspar and fluorite. (Ms = muscovite; Fl = fluorite; Kfs = K-feldspar; Ab = albite; Ccp = chalcopyrite; Sp = sphalerite; Gn = galena; Cst = cassiterite; Py = pyrite; Ser = sericite).



**Fig. 4:** Rim-core variation on a medium grained hydrothermal mica showing the increase of MgO to the rims in comparison to FeO contents (in wt%, where FeO+MgO+TiO<sub>2</sub> = 100%).



**Fig. 5:** Chemical composition of vein and host rock micas plotted in the FeO-MgO-TiO<sub>2</sub> ternary diagram (Fields defined by Speer & Becker, 1992 and adapted by Koester *et al.*, 2008).

**Table 1: Selected electron microprobe analyses of micas, feldspar and low albite (wt%).**

Sample	Hydrothermal Micas				Host Rock Micas			Albite		K-Feldspar	
	A6-V-07	A6-V-17	A6-V-19	A6-V-39	A6-M-03	A6-M-13	A6-M-14	A2-V-01	A6-V-21	A2-V-16	A2-V-21
SiO <sub>2</sub>	45.82	44.72	47.80	45.59	46.11	48.04	47.51	67.89	67.36	62.91	63.32
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.24	0.16	0.03	0.07	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	34.06	38.00	33.56	33.59	36.21	31.71	32.66	20.18	20.11	18.85	19.06
FeO	2.59	0.59	1.30	1.44	-	-	0.13	0.02	0.04	0.16	0.15
MnO	0.17	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
MgO	0.79	0.13	1.27	1.36	1.04	3.24	2.55	-	0.01	0.01	0.01
CaO	-	-	-	-	-	-	0.11	0.06	0.18	-	-
Na <sub>2</sub> O	0.29	0.28	-	-	0.42	0.21	0.29	11.43	11.49	0.18	0.17
K <sub>2</sub> O	10.43	10.64	10.93	10.89	10.32	10.79	10.61	0.06	0.06	16.15	16.00
H <sub>2</sub> O*	4.43	4.48	4.50	4.49	4.50	4.48	4.47	-	-	-	-
Total	98.66	98.93	99.58	99.47	98.73	98.85	98.41	99.67	99.32	98.11	98.66

\* H<sub>2</sub>O calculation based on Tindle and Webb (1990)

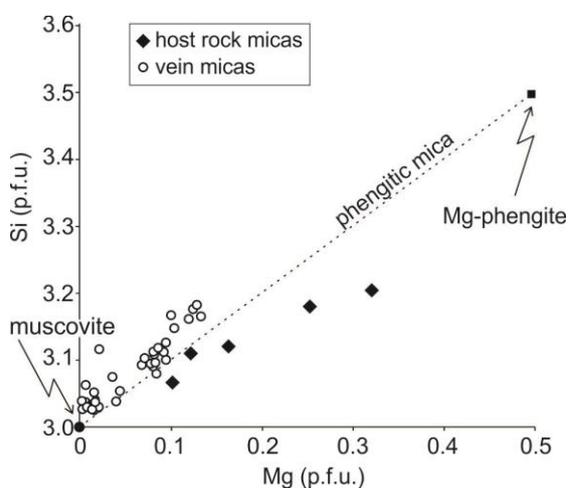
### Hydrothermalites

Fine grained rocks classified as hydrothermalites vertically cut the neoproterozoic basement and are composed of kaolinite, ankerite that replace plagioclase crystals mostly fully altered (Fig. 2e). Carbonate veinlets are common on these rocks. Trace element analyses of hydrothermalite and stockwork samples plotted on the Zr/Ti vs. Nb/Y diagram are located within the rhyolite/dacite field (Fig. 7). Ore grade analyses of hydrothermalite and hydrothermal veins are shown on Table 2.

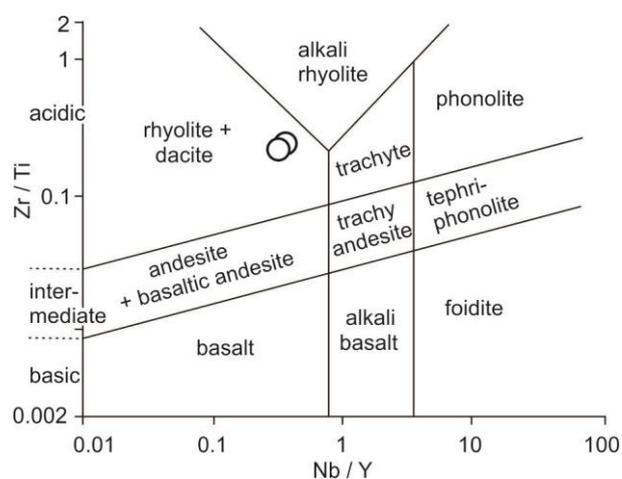
**Table 2: Trace elements concentrations in ppm (Au in ppb) of hydrothermalite and hydrothermal veins**

Sample	Hydrothermalite		Hydrothermal vein	
	RIDQ	RIVE	AND02C	CA01
As	2.6	75.8	7.7	5.2
Ba	136	51	636	471
Cu	24.2	26.6	149.9	6.5
Mn	1936	310	506	403
Mo	0.6	2.0	1.2	11.0
Pb	1.3	27.7	36.0	2.7
Zn	73.0	10.0	26.0	18.0
W	5.9	5.2	0.9	0.8
Au*	-	3.5	0.9	-

Detection limits: Cu, Mo, Pb, W = 0.1; As = 0.5; Ba, Mn, Zn = 1.0; Au = 0.5; (-) = below detection limits



**Fig. 6: Chemical composition of vein and host rock micas plotted in the Si vs. Mg (per formula unit).**

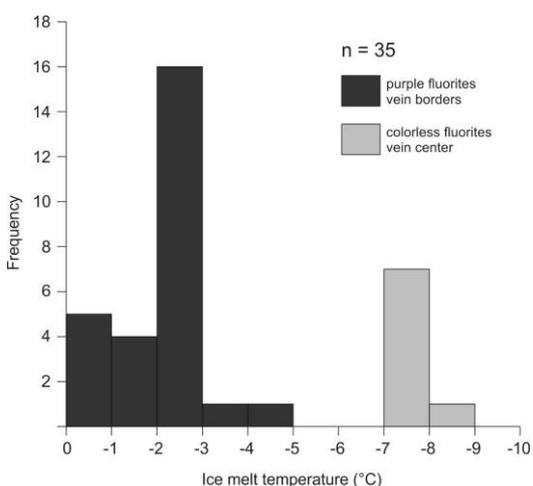


**Fig. 7: Hydrothermalite trace element analysis showing rhyolite affinity in the Zr/Ti vs. Nb/Y. Fields defined by Pearce (1996).**

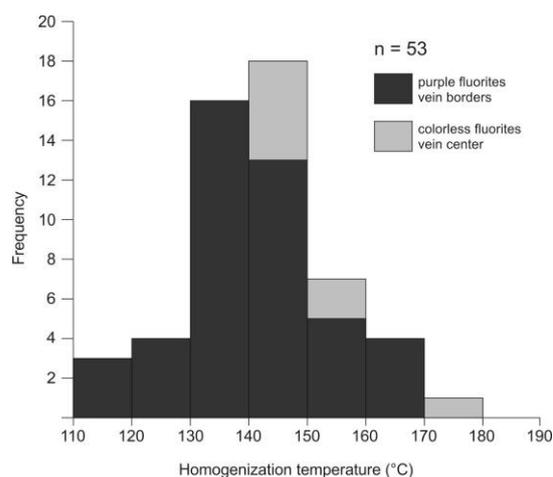
### **Fluid inclusions**

Aqueous fluid inclusions are common in fluorite crystals along the veins and show little morphologic variation from the borders to the centers of the veins. Most fluid inclusions are pseudosecondary forming several short trails along fluorite crystals. Radial trails formed after decrepitated larger inclusions are common throughout the vein (Fig. 2f). Few scattered inclusions suggest a primary origin, although they are very rare and have similar morphologic and microthermometric characteristics when compared to the trail inclusions, leading the authors to assume that those inclusions are pseudosecondary. Their shape is mostly rounded and non-spherical ranging from 5- to 20 $\mu$ m in size. The homogenization (53 determinations, mode value 140° -

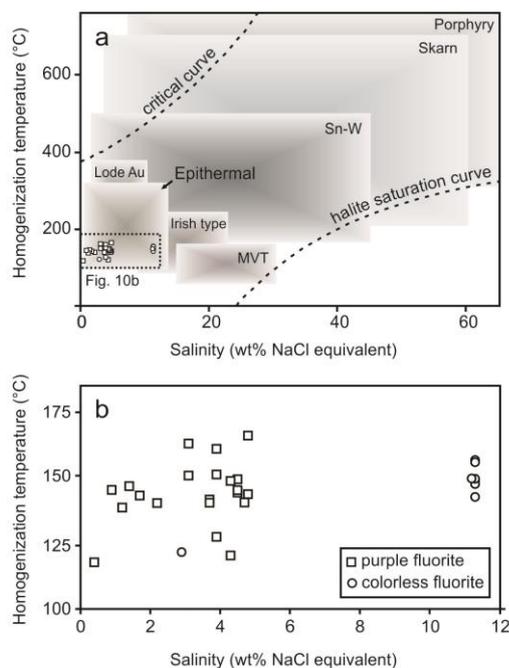
150°C) and last ice crystal-melting (0° to -9°C, 35 measures) temperatures are given in Fig. 8 and Fig. 9. The relation of salinities and homogenization temperatures is plotted in Figure 10 and despite the few measurements made; the diagram shows two main families of inclusions related to fluorite color and location on the vein. Fluid inclusion with higher salinities (ca. 11% wt. NaCl equivalent) are found on colorless fluorite crystals located in the centre of the vein.



**Fig. 8: Histogram of frequency vs. ice melt temperature (°C) of purple (vein borders) and colorless fluorites (vein center) from hydrothermal vein.**



**Fig. 9: Histogram of frequency vs. homogenization temperature (°C) of purple (vein borders) and colorless fluorites (vein center) from hydrothermal vein.**

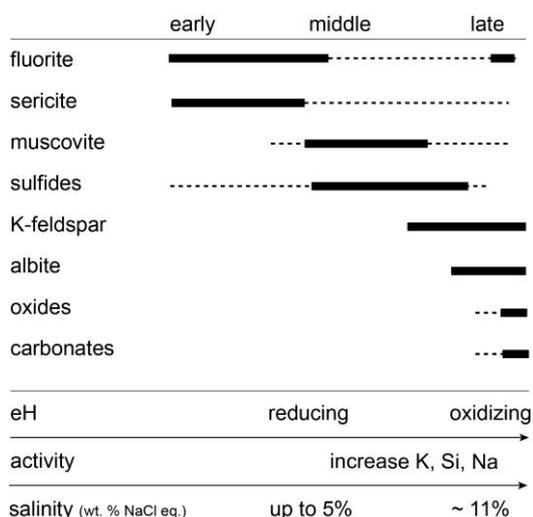


**Fig. 10: Temperature of homogenization vs. salinity (wt.% NaCl equiv.) diagram showing: (a) typical ranges from different deposit types. Modified of Wilkinson (2001). (b) two families of inclusions. Purple fluorite = vein borders; colorless fluorite = vein center.**

## DISCUSSION

### ***Evolution of vein mineralization and new prospecting ideas***

Initial stages of vein deposition favored the nucleation of fluorite due to high activity of F and the large amount of Ca in the wall rock from a mixture of meteoric and magmatic aqueous fluid between 130° and 160°C and salinity around 4% wt. NaCl equivalent. Simultaneously, sericite crystallization filled the spaces in between fluorite crystals. The second stage of vein evolution favored the growth of coarse white micas (muscovite), which chemical composition indicates post-magmatic and hydrothermal sources (Fig. 5). This stage was driven by higher input of magmatic fluid that raised salinity up to 12% and increased the activity of K<sub>2</sub>O, Na<sub>2</sub>O and SiO<sub>2</sub> resulting on a paragenesis of low albite, k-feldspar (adularia) and muscovite indicating little water-rock interaction (water-rock ratio <1) (Hemley & Hunt, 1992; Hemley *et al.*, 1992; Reed *et al.*, 2013). Radial fluid inclusion trails after a decripted bigger inclusion supports the theory of the intrusion of magmatic bodies close to the veins. Disseminated sulfide deposition occurs during first and second stages of vein formation but is more abundant during the second state, which is related to the increase of fluid salinity (Fig. 11).



**Fig. 11: Vein mineralogical evolution stages. Middle and late relate to the second stage of vein deposition. Thick line = common, dashed line = uncommon.**

The unusual bleb-like chalcopyrite disease on sphalerite crystals has been interpreted as epitaxial nucleation of chalcopyrite at a growing front of sphalerite (Nagase & Kojima, 1997) and some authors believe that it could be related to a mechanism of formation of copper-poor zinc and lead ores, above or lateral to copper orebodies in some of the sulphide deposits overprinted by hydrothermal fluids (Lianxing *et al.*, 1998). Second- and third-order structures and brittle fracturing

suggests the depth of the deposition of the veins occurred on a shallow environment. Hydrothermalite trace element composition indicates rhyolite affinity, reinforcing that its genesis is related to Acampamento Velho Formation affected by intense hydrothermal alteration (Fig. 7). The transition from fluorite and sericite to coarse muscovite and feldspars (Fig. 2d), added to higher salinity on late colorless fluorite (Fig. 8) towards vein center and the weak positive correlation shown on Figure 10, suggest that the hydrothermal fluid is a mixture of meteoric and magmatic fluid with an increase of magmatic input at final stages of vein evolution.

Previously studied occurrences of quartz veins with gold associated to hydrothermal alteration with white mica, feldspar, fluorite and cassiterite emplaced on SSGC and gold associated to alluvial deposits adjacent to the same granitic complex ( $1.10^6$  ton at 0.203 g/t; Toniolo & Kirchner, 2000) is understood as part of the same magmatic-hydrothermal system responsible for the hydrothermal veins and stockworks of Vila Nova do Sul. Little water-rock interaction and temperatures of ca. 140°C supports the hypothesis of a magmatic-hydrothermal model to the deposition of veins, in contrast to geothermal setting, where the meteoric water input is much higher (Simmons *et al.*, 2005). This system presents many characteristics of an epithermal environment, such as hydrothermal system developed in association with alkaline magmatism on postcollisional setting and precious metal mineralization developed in zones of high paleopermeability hosted within sequences of coeval volcanic and basement rocks. The postcollisional tectonic setting, alkaline granitoids and coeval bimodal rhyolite-basalt volcanism added to ore and gangue mineralogy are compatible with low sulfidation state characteristics proposed by Sillitoe and Hedenquist (2003). Such features are present on the proposed system, considering the postcollisional rhyolite-basalt bimodal characteristics of Acampamento Velho Formation, genetically related to alkaline São Sepé Granitic Complex and the low abundance of sulphides found on hydrothermal veins and stockworks (Table 3).

Metal source studies were carried for Camaquã and Santa Maria mines and Pb-isotope results for sulfides from both deposits form a linear array. The last radiogenic isotopic composition from these deposits compared with other metal prospects show an overlap of the Pb-isotopic composition of Cu sulfide ores from Crespos deposit which is hosted by rhyolites from Acampamento Velho Formation. The sulfide Pb isotope composition of ores would be derived from mixing between magmatic fluid and basement metamorphic/sedimentary rocks. The age of mineralization from previous work suggest an age of ca 590 Ma (Remus *et al.*, 2000) but younger ages

of 535 to 474 Ma (K-Ar in mica/ilite from gangue in Camaquã) are interpreted as the minimum age of deposits (Bonhome & Ribeiro, 1983). Thus, mineralization is considered to be coeval and related to alkaline magmatic events around ca 545-550 Ma (Remus *et al*, 2008, 2011; Toniolo *et al*, 2010). Many evidences point to the hypothesis that the postcollisional alkaline magmatism might have been responsible for several mineralizations over São Gabriel Terrane (Fig. 12).

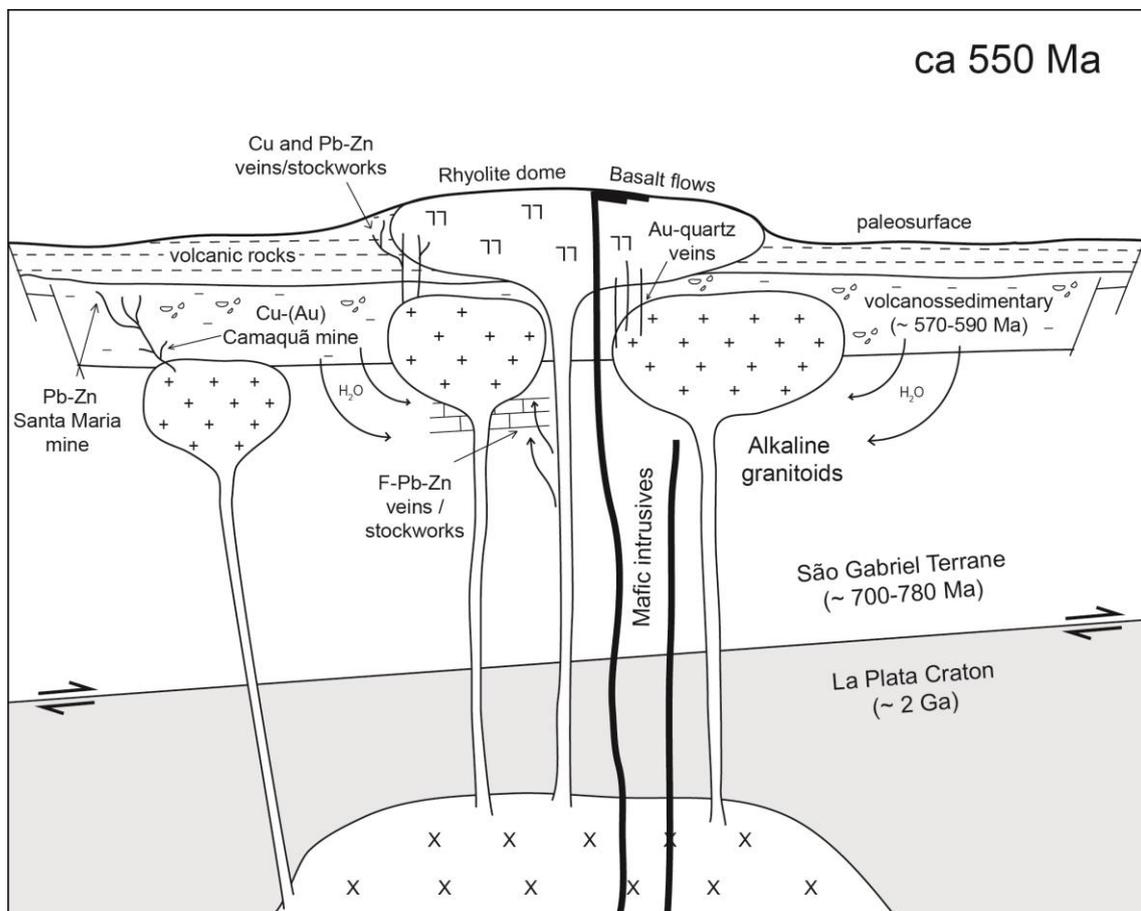
**Table 3. Summary of characteristics of the mineralization on alkaline volcanic and plutonic rocks and older basement units on northwest of the São Gabriel Terrane.**

	Acampamento Velho Epithermal System	References
Plutonism	São Sepé Granitic Complex, Cerro da Cria Granite, Ramada Granitic Complex.	Sartori & Ruegg, 1979, Gastal & Lafon, 1998; Nardi & Bonin, 1991; Naime & Nardi, 1991;
Genetic volcanic related rocks	Bimodal sodic to mildly alkaline rhyolite-basalt (Acampamento Velho Formation)	Wildner <i>et al.</i> , 1994; 1999, Paim <i>et al.</i> , 2000; Sommer <i>et al.</i> , 1999; 2005; Almeida <i>et al.</i> , 2002; 2005
Key proximal alteration minerals	Phengite, white mica, chlorite	Mattos <i>et al.</i> , 2004
Silica gangue	Vein filling colloform quartz	Mattos <i>et al.</i> , 2004
Carbonate gangue	Present but minor and late	This work
Other gangue	Fluorite present locally	This work, Sartori & Rüegg, 1979; Rocha <i>et al.</i> , 1999; Matos <i>et al.</i> , 2008
Sulfide abundance	< 2%	This work, Matos <i>et al.</i> , 2008
Key sulfide species	Galena, Sphalerite, Chalcopyrite and Pyrite	This work, Camozzato, 1987; Mattos <i>et al.</i> , 2004, Gastal & Ferreira 2013.
Main metals	Au, Cu	Camozzato, 1987; Toniolo & Kirchner, 2000 ; Mattos <i>et al.</i> , 2004; Remus <i>et al.</i> 2000.
Minor metals	Zn, Pb	This work; Camozzato, 1987; Rocha <i>et al.</i> , 1999; Matos <i>et al.</i> , 2008.

## CONCLUSIONS

1. The studied veins were formed from a mixture of meteoric and magmatic fluids within the temperature range of 130°C and 160°C and with the increase of magmatic, fluid salinities reached up to 12% (wt% NaCl equiv.) in a distal setting of an epithermal system.
2. The hydrothermal veins hosted in neoproterozoic rocks of São Gabriel Terrane provide more evidences to connect the alkaline magmatism of São Sepé Granitic Complex and Acampamento Velho Formation supporting theories that affirm that São Sepé magmatic chambers were the source for the coeval volcanism.
3. Many metal occurrences and deposits located in São Gabriel Terrane may have their origin related to the alkaline postcollisional magmatism of Acampamento Velho Formation, a mineralized magmatic-hydrothermal district.

4. Considering the relatively shallow depth of formation and the Precambrian age, this magmatic-hydrothermal system may have been poorly preserved and is partially covered by phanerozoic cover, hampering the localization of many, some still unknown, ore deposits.
5. The characteristics of veins and stockworks derived from post-collisional volcanism added to Au quartz veins hosted by alkaline granitoids accompanied by phengite, feldspar, pyrite and fluorite alteration halos may suggest that these veins are linked to an alkali epithermal system, potentially mineralized.



**Fig. 12: Schematic section of mineralised system related to post collisional alkaline magmatism (ca. 550 Ma) in the São Gabriel Terrane. Epizonal granitoids (São Sepé Granitic Complex) and subaerial bimodal volcanism (Acampamento Velho Formation) share the same magmatic source, an old crustal basement (La Plata Craton, ca. 2 Ga). Mineralization is distributed along rhyolites (eg. Crespos Cu veins and Santuário Pb-Zn veins), granitoids (São Sepé Au-quartz veins) and older basement units (Vila Nova F-Pb-Zn veins). Camaquã Cu-(Au) and Santa Maria Pb-Zn mines would be linked to the same metallogenic event.**

***Acknowledgements***

This paper is part of G. S. Hoerlle's master's dissertation on metallogenetic studies of Cu-Pb-Zn occurrences on the Northwestern São Gabriel Terrane. Brazilian Government supported the major part of this investigation project. Funding by CNPq- National Research Council of Brazil (Edital Universal - Proc. 482500/2012-3) coordinated by Marcus V. D. Remus is acknowledged. Prof. Dr. Leo A. Hartmann is thanked by several wise advices given during the writing of this paper.

## REFERENCES

- Almeida D.P.M., Conceição, R.V., Chemale, F., Koester, E., de Borba, A.W., Petry, K., 2005. Evolution of heterogeneous mantle in the Acampamento Velho and Rodeio Velho volcanic events, Camaquã Basin, southern Brazil. *Gondwana Research* 8(4): 479-492.
- Almeida D.P.M., Zerfass, 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(3): 721-733.
- Babinski, M., Chemale, F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., da Silva, L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24(5): 439-442.
- Babinski, M., Chemale, F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A., & Da Silva, L.C., 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the neoproterozoic granitic-gneissic Dom Feliciano Belt, southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 10(3): 263-274.
- Badi, W. R. S.; Gonzalez, A P. 1988. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, RGS. *In: DNPM Principais depósitos Minerais do Brasil, Vol. III - Metais básicos não ferrosos e Al, Brasília, DNPM, p. 157-170.*
- Barr, D.A., Fox, P.E., Northcote, K.E., Preto, V.A., 1976. The alkaline suite porphyry deposits: a summary. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 15, p. 359-367.
- Beckel, J., 1990. *Metalogenia del Cu, Pb y Zn en la cuenca de Camaquã durante El Ciclo Orogenico Brasileiro, Rio Grande do Sul (Brasil)*, PhD Thesis. Universidade de Salamanca, Salamanca, Spain.
- Bettencourt, J.S., 1972. *A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul*, PhD Thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo, Brazil.
- Bettencourt, J.S., 1976. Mineralogie, inclusions fluides et isotopes stables d'oxygene et de soufre de la mine de cuivre de Camaquã - RS (une etude preliminaire). *In: 29º Congresso Brasileiro de Geologia, Ouro Preto, MG. Anais, v. 2, p. 409-423.*
- Bittencourt, 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(1):184-187.

- Bodnar, R. J. 2003. Introduction to aqueous-electrolyte fluid inclusions. In: Samson, I., Anderson, A. & Marshall, D. (Ed.) 2003. Fluid Inclusions, Analysis and interpretation. Vancouver, Short Course Series, v. 32, 4: p. 81-100.
- Bonhome, M.G., Ribeiro, M.J., 1983. Datações K-Ar das argilas associadas a mineralização de cobre da Mina do Camaquã e de suas encaixantes. *In: 1º Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, SBG, Porto Alegre. Atas, v. 1, p. 82-88.*
- Camozzato, E., 1987. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais – Cachoeira do Sul – Folha SH.22-Y-A.* Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. Brasília.
- Chemale, F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense, *In: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), Geologia do Rio Grande do Sul.* Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 13-52.
- 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**(1):77-96.
- Gastal, M.C.G., Ferreira, F.J.F. 2013. Discussão dos processos de construção do complexo granítico São Sepé, RS: feições geológicas e petrográficas. *Pesquisas em Geociências*, **40**(3):233-257.
- Gastal, M.D.C, Lafon, J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense: geoquímica e isótopos de Rb-Sr e Pb-Pb. *Brazilian Journal of Geology*, **28**(1):11-28.
- Hartmann, L.A., Chemale, F., Philipp, R.P. 2007. Evolução geotectônica do Rio Grande do Sul no Precambriano. *In: Ianuzzi R., Frantz J.C. (eds.), 50 anos de Geologia UFRGS.* Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. p. 97-123
- Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S., McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753–680 Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield. *Gondwana Research*, **19**(1):84-99.
- Hartmann, L.A., Leite, J.A., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil -SHRIMP establishes three events. *Geology*, **27**(10):947-950.
- Hemley, J.J., Cygan, G.L., Fein, J.B., Robinson, G.R., d'Angelo, W.M. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered

- systems; I, Iron-copper-zinc-lead sulfide solubility relations. *Economic Geology*, **87**(1):1-22.
- Hemley, J.J., Hunt, J.P. 1992. Hydrothermal ore-forming processes in the light of studies in rock-buffered systems; II, Some general geologic applications. *Economic Geology*, **87**(1):23-43.
- Hoerlle, G.S., Remus, M.V.D., Reis, R.S.D., 2013. Interações e reações envolvendo fluidos magmáticos e mármores de Vila Nova do Sul, RS, Brasil., *In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia*. Gramado, 2013. *Resumos*. p. 1-3
- Holliday, J.R., Wilson, A.J., Blevin, P.L., Tedder, I.J., Dunham, P.D., & Pfitzner, M. 2002. Porphyry gold–copper mineralisation in the Cadia district, eastern Lachlan Fold Belt, New South Wales, and its relationship to shoshonitic magmatism. *Mineralium Deposita*, **37**(1):100-116.
- Jacobi, P. 1999. The discovery of epithermal Au-Cu-Mo proterozoic deposits in the Tapajós Province, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **29**(2):277-279.
- Juliani, C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**:167-179.
- Janikian, L., Almeida, R.P., Fragoso-Cesar, A.R.S., Souza Martins, V.T., Dantas, E.L., Tohver, E, 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**(2):466-482.
- Jost, H., Hartmann, L.A., 1984. Província Mantiqueira – Setor Meridional, *In: Almeida, F.F.M & Hasui, Y. (Eds.). O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, ed. Edgard Blücher, p. 345-367.
- Kelley, K.D., Romberger, S.B., Beaty, D.W., Pontius, J.A., Snee, L.W., Stein, H.J., Thompson, T. B., 1998. Geochemical and geochronological constraints on the genesis of Au-Te deposits at Cripple Creek, Colorado. *Economic Geology*, **93**(7):981-1012.
- Koester, E., Fernandes, L.A., Júnior, E.S., Nardi, L.V., Kraemer, G., Roisenberg, A. 2008. Geologia e geoquímica de granitóides sintectônicos à Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. *Brazilian Journal of Geology*, **31**(2):141-154.
- Lang, J.R., Lueck, B., Mortensen, J.K., Russell, J.K., Stanley, C.R., Thompson, J.F. 1995. Triassic-Jurassic silica-undersaturated and silica-saturated alkalic

- intrusions in the Cordillera of British Columbia: Implications for arc magmatism. *Geology*, **23**(5):451-454.
- 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**(1):71-89.
- Lianxing, G., Bing, Z., Wenlan, Z. 1998. Chalcopyrite intergrowths in sphalerite in the Meixian lead-zinc deposit, Fujian Province and their metallogenetic significance. *Chinese Journal of Geochemistry*, **17**(4):311-319.
- Matos, D.F., de Lima, E.F., Sommer, C.A., Nardi, L.V.S., de Liz, J.D., Figueiredo, A.M.G., Waichel, B L. 2008. Riolitos Neoproterozóicos pós-colisionais na área do santuário, sul do Brasil: litoquímica, química mineral e origem das heterogeneidades texturais. *Brazilian Journal of Geology* **32**(2):255-266.
- Mattos, I.C., Mexias, A.S., Formoso, M.L.L. 2004. Alteração Hidrotermal a SW do Complexo Granítico São Sepé – São Sepé/RS. *Geochimica Brasiliensis* **18**(1):12-27
- Mexias, A.S., Berger, G., Gomes, M.E., Formoso, M.L., Dani, N., Frantz, J.C., Bongioio, 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**(4):717-728.
- Micko, J., Tosdal, R.M., Bissig, T., Chamberlain, C.M., Simpson, K.A. 2014. Hydrothermal alteration and mineralization of the Galore Creek alkalic Cu-Au porphyry deposit, northwestern British Columbia, Canada. *Economic Geology*, **109**(4):891-914.
- Moyle, A.J., Doyle, B.J., Hoogvliet, H., Ware, A.R. 1990. *Ladolam gold deposit, Lihir island. Geology of the mineral deposits of Australia and Papua New Guinea*, 2, p. 1793-1805.
- Nagase, T., Kojima, S. 1997. An SEM examination of the chalcopyrite disease texture and its genetic implications. *Mineralogical Magazine*, **61**(1):89-97.
- Naime, R.H., Nardi, L.V. 1991. O granito da Ramada, porção oeste do escudo sul-rio-grandense: geologia, petrologia e geoquímica. *Brazilian Journal of Geology*, **21**(3):266-274.
- Nardi, L.V., Bonin, B., 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro intrusive suite, southern Brazil - a case study. *Chemical Geology*, **92**(1):197-211.

- Paim, P.S.G., Chemale Jr, F., Lopes, R.D.C. 2000. *A Bacia do Camaquã*, in: Holz, M., De Ros, L.F. (eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 231-274.
- Pearce, J.A. 1996. A user's guide to basalt discrimination diagrams. Trace element geochemistry of volcanic rocks: applications for massive sulphide exploration. *In: Wyman D.A., Geological Association of Canada, Short Course Notes, 12, p. 79-113.*
- Porcher, C.A., Lopes, R.C., 2000. *Cachoeira do Sul, folha SH.22-Y-A, estado do Rio Grande do Sul*. Rio de Janeiro, Programa Levantamentos Geológicos do Brasil, CPRM. Retrieved from: [http://www.cprm.gov.br/arquivos/pdf/csul/cachoeirasul\\_ctgeologica.pdf](http://www.cprm.gov.br/arquivos/pdf/csul/cachoeirasul_ctgeologica.pdf).
- Reed, M., Rusk, B., Palandri, J. 2013. The Butte magmatic-hydrothermal system: One fluid yields all alteration and veins. *Economic Geology* **108**(6):1379-1396.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., Formoso, M.L. 1993. Os padrões de elementos de Terras Raras (ETR) e a afinidade geoquímica komatiítica dos xistos magnesianos e rochas associadas do Complexo Cambaizinho, São Gabriel/RS. *Revista Brasileira de Geociências* **23**(4):370-387.
- Remus, M.V.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J., Groves, D.I., Reischl, J.L. 2000. Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil. *Gondwana Research*, **3**(2):155-174.
- Remus, M.V.D., 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: Geophysical Research Abstracts, Katlenburg-Lindau: EGU, 2011, 13, p. 3783*
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M. 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences* **12**(4):349-366.
- Remus, M.V.D., Toniolo, J.A., Formoso, M.L.L., Tassinari, C.C.G., Nunes, L.C. 2008. Sedimentary hosted base-metal deposits in the Camaquã basin, southern Brazil: a review. *In: III SIMEXMIN - Simposio Brasileiro de Exploração Mineral, Ouro Preto, MG, 2008.* Retrieved from: <http://rigeo.cprm.gov.br/xmlui/handle/doc/904>

- Ribeiro, M.J. 1986. O metamorfismo dos campos termais do Escudo Sul-Riograndense. *Iheringia, Série Geológica* **11**(1):15-28.
- Ribeiro, M.J., 1991. *Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil*. PhD Thesis, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. 416 p.
- Richards, J.P., Kerrich, R. 1993. The Porgera gold mine, Papua New Guinea; magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkalic-type precious metal deposit. *Economic Geology* **88**(5):1017-1052.
- Rocha, F.F.N., Lima, E.F., Prado, M., Bastos, A., Matos, D.F., 1999. Mineralizações de fluorita e galena em derrames riolíticos da região de Vila Nova (Aloformação Acampamento Velho), RS: Resultados preliminares, *In: I Simpósio Sobre Vulcanismo e Ambientes Associados Gramado/RS*. Gramado, Brazil.
- Saalmann, K., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Koester, E., Conceição, R.V. 2005. Sm–Nd isotope geochemistry of metamorphic volcano-sedimentary successions in the São Gabriel Block, southernmost Brazil: evidence for the existence of juvenile Neoproterozoic oceanic crust to the east of the Rio de la Plata Craton. *Precambrian Research*, **136**(2):159-175.
- Sartori, P.L., Rüegg, N.R. 1979. O complexo granítico de São Sepé, Rio Grande do Sul e a evolução das rochas graníticas da região orogênica do sudeste. *Boletim IG-USP*, **10**:69-77.
- Seoane, J.C.S., 1999. *Geology of epithermal gold in Castro, PR, Brazil, GIS based evaluation of geological-geochemical database*. PhD Thesis. Universidade de Campinas, Campinas.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003. Linkages between volcanotectonic settings, ore fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: Society of Economic Geologists Special Publication 10, 315–343.
- Silva, E.B., 2010. *Mapeamento hidrogeológico e hidroquímica da região de São Gabriel, RS*. Undergraduate thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Brazil. Retrieved from: <http://hdl.handle.net/10183/28596>.
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A. 2005. Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*. p. 485-522
- Soliani Jr, E., Koester, E., Fernandes, L.A.D. 2000. Geologia isotópica do Escudo Sul-rio-grandense, parte II: os dados isotópicos e interpretações

- petrogenéticas, *In*: Holz, M., De Ros, L.F. (Eds.), *Geologia do Rio Grande do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p.175-230.
- Sommer, C.A., de Lima, E.F., Nardi, L.V. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino da porção sul do Platô de Taquarembó, Dom Pedrito, RS. *Brazilian Journal of Geology*, **29**(2):245-254.
- Sommer, C.A., de 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**(3):237-254.
- Sommer, C.A., Lima, E.F., Nardi, L.V., Liz, J.D., Waichel, B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**(3):573-589.
- Speer, J., Becker, S.W. 1992. Evolution of magmatic and subsolidus AFM mineral assemblages in granitoid rocks: Biotite, muscovite, and garnet in the Cuffytown Creek pluton, South Carolina. *American Mineralogist*, **77**:821-833.
- Tindle, A.G., Webb, P.C. 1990. Estimation of lithium contents in trioctahedral micas using microprobe data: application to micas from granitic rocks. *European Journal of Mineralogy*, **2**(5):595-610.
- Toniolo, J.A., Remus, M.V.D., Reischl, J.L., 2010. *Depósito de cobre das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul*. *In*: Brito, R.S.C.; Silva, M.G.; Kuyumjian, R.M. (eds.). Modelos de depósitos de cobre do Brasil e sua resposta ao intemperismo. 1st ed., Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 2010, p. 144-167.
- Toniolo, J.A., Kirchner, C.A. 2000. *Resultados da Prospecção para Ouro na Área RS-01 Lavras do Sul–Caçapava do Sul, Subárea Passo do Salsinho*. CPRM. Porto Alegre.
- 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, O e C. *Pesquisas em Geociências* **31**(2):41-67.
- Veigel, R., 1992. Diagênese de rochas siliciclasticas: o exemplo do Membro Vargas, Eopaleozoico da Bacia do Camaquã-RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, **35**:27-154.

- Wildner, W., Sander, A., Lopes, R.D.C. 1994. Estudo petrológico e litoquímico de uma parcela do vulcanismo ácido cambriano do Rio Grande do Sul–Formação Acampamento Velho. *Pesquisas em Geociências* **21**(1):47-57.
- Wildner, W., Nardi, L.V.S., Lima, E.F. 1999. Post-Collisional Alkaline Magmatism on the Taquarembó Plateau: A Well-Preserved Neoproterozoic–Cambrian Plutono-volcanic Association in Southern Brazil. *International Geology Review* **41**(12):1082-1098.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, **55**(1):229-272.
- Wilson, A.J., Cooke, D.R., Harper, B.L. 2003. The Ridgeway Gold-Copper Deposit: A High-Grade Alkalic Porphyry Deposit in the Lachlan Fold Belt, New South Wales, Australia. *Economic Geology*, **98**(8):1637-1666.