

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

**A CLORITIZAÇÃO NA MINA URUGUAI, MINAS DO  
CAMAQUÃ/RS-BRASIL.**

**GUILHERME CASAROTTO TROIAN**

**ORIENTADOR - Prof. Dr. André Sampaio Mexias**

**BANCA EXAMINADORA:**

Prof. Dr. Everton M. Bongioiolo – Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza,  
Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Prof. Dr. José C. Frantz – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio  
Grande do Sul.

Prof. Dr. Marcus V. D. Remus - Instituto de Geociências, Universidade Federal  
do Rio Grande do Sul.

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

Porto Alegre - 2009

DEDICATÓRIA

*Dedico este trabalho aos meus pais, a minha esposa Verinha e ao  
nosso filho Vítor.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus pais e irmãos pelo companheirismo, apoio e agradável convívio familiar.

A minha esposa amada, pelo imenso companheirismo durante nossos anos de convivência, e também pela paciência que teve para agüentar os momentos de mau humor durante a realização deste trabalho.

Ao meu filho Vítor simplesmente por existir e fazer de mim o pai mais feliz do mundo!

Aos meus orientadores, André Mexias e Márcia B. Gomes, agradeço pela paciência, pelo apoio e por acreditarem que, apesar de tudo, chegaria ao fim. Tenho certeza que durante estes anos de convivência adquiri, além de um intenso aprendizado, grandes amigos. Também ao Everton Bongioiolo pelo aprendizado transmitido durante os anos de bolsa de iniciação científica.

Aos colegas Digi, Dedi e Jorge pela ajuda na realização deste trabalho, e aos eternos amigos da turma de 2002: Ari, Cristão, Paola, Baiano, Carol, Juca, Dudu, Bruninha, Presunto, Jony e Borracha.

Agradeço também aos professores do Instituto de Geociências por me mostrarem as belezas desta ciência tão bonita e interessante, e como utilizá-la para contribuir com um futuro melhor.

Projeto foi financiado pelo CNPq processo 4845522/2007-8 Edital MCT/CNPq 15/2007 – Universal e pelo projeto CAPES/COFECUB 619/08. O autor agradece a Companhia Brasileira do Cobre (CBC), na pessoa do seu Presidente Eng. Paulo Régis Mônico pelo apoio irrestrito, permitindo acesso à área de estudo e as amostras de sondagem.

## RESUMO

A região das Minas do Camaquã é parte constituinte da Bacia do Camaquã, a qual possui direção NE-NW e é preenchida por sedimentos siliciclásticos intercalados com rochas vulcânicas. A clorita é o argilomineral mais abundante na área, ocorrendo em grande quantidade nos halos de alteração hidrotermal presentes nas rochas encaixantes das mineralizações. O presente trabalho consiste na caracterização petrológica, química e estrutural das cloritas, que fornecem importantes informações sobre diferentes processos e condições de formação do ambiente hidrotermal. Para isso se realizou petrografia óptica, difratometria de raios X, modelamento dos difratogramas através do programa Reynolds Newmod<sup>®</sup>, e microscopia eletrônica de varredura em amostras representativas de diferentes zonas de alteração hidrotermal identificadas. As cloritas se apresentam com três diferentes tendências: A Clorita I ocorre com aspecto pervasivo sobre a matriz das rochas localizadas próximo aos filões mineralizados. É classificada como Fe-clinocloro, apresenta na fração <1µm predominância do polítipo IIb e um enriquecimento em Mg<sup>2+</sup> e na fração <10µm predominância do polítipo Ib (90<sup>0</sup>) e enriquecimento em Fe<sup>2+</sup>; a Clorita II ocorre como veios preenchendo pequenas fraturas. É classificada como Chamosita e apresenta polítipo estrutural IIb; e a Clorita III ocorre alterando minerais detríticos sendo classificada como Mg-chamosita. A variação na quantidade de ferro das cloritas geradas por processos hidrotermais (Clorita I <10 µm e clorita II) fornecem indícios da ocorrência de pelo menos dois pulsos no processo de alteração hidrotermal: um responsável pela intensa alteração da matriz e dos clastos das rochas e outro responsável pela geração dos veios tardios. A variação na quantidade de Fe<sup>2+</sup> dos dois diferentes fluidos responsáveis pela cristalização das cloritas fica evidenciada pela associação de co-geneticidade da Clorita II com a hematita, mostrando que o fluido final foi muito mais enriquecido em ferro que o fluido precoce que cristalizou a Clorita I <10 µm.

**PALAVRAS CHAVE:** Clorita, Alteração Hidrotermal, Geoquímica

## ABSTRACT

The region of the Camaquã Mines is a constitutional part of the Camaquã Basin and is accomplished by siliciclastics sediments intercalated with volcanic rocks. Chlorite is the most abundant clay mineral, occurring in great amounts on the hydrothermal alteration halos present in the host rocks of mineralizations. This work consists on the petrologic, chemical and structural characterization of chlorites, which provide important information about different processes and formation conditions of the hydrothermal environment. It was made optical petrography, X ray diffraction, diffractograms modeling, and scanning electron microscopy in representative samples of the different hydrothermal alteration zones identified. The chlorites are presented in three different trends: The Chlorite I occurs with pervasive aspect in the hydrothermal alteration halos. It is classified as Fe-clinoclore, and presents in the fraction  $<1\mu\text{m}$  the predominance of polytype IIb and an enrichment in  $\text{Mg}^{2+}$  and in the fraction  $<10\mu\text{m}$  the predominance of the polytype Ib (900) and enrichment in  $\text{Fe}^{2+}$ ; The Chlorite II occurs as veins filling small fractures. It is classified as Chamosite and presents structural polytype IIb; and the Chlorite III occurs altering detritic minerals is classified as Mg-chamosite. The variation on the amount of  $\text{Fe}^{2+}$  of the chlorites generated by hydrothermal processes (Chlorite I  $< 10 \mu\text{m}$  and Chlorite II) provides indications of the occurrence of at least two pulses on the hydrothermal alteration process: one responsible for the intense alteration of the matrix and clasts of the rocks and the other responsible for the generation of the late veins. This variation on the amount of  $\text{Fe}^{2+}$  is evidenced by the co-geneticity association of the Chlorite II with the hematite, showing that the final fluid was much more enriched in iron than the early fluid that crystallized the Chlorite I  $< 10 \mu\text{m}$ .

**KEYWORDS:** Chlorite, Hydrothermal Alteration, Geochemistry

## SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO .....	8
1.1	OBJETIVOS .....	9
1.2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO .....	9
1.3	ESTADO DA ARTE.....	9
1.3.1	A Bacia do Camaquã .....	9
1.3.2	Estratigrafia .....	11
1.3.3	Geologia Local .....	13
1.3.4	Mineralizações .....	16
1.3.5	Histórico das Mineralizações nas Minas do Camaquã .....	18
1.3.6	Estudo das Cloritas .....	21
1.3.7	Variação Composicional das Cloritas.....	22
1.3.8	Politipos de Clorita .....	23
1.3.9	Cloritas Diagenéticas x Cloritas Hidrotermais .....	23
1.4	METODOLOGIA.....	24
1.4.1	Trabalho de Campo .....	24
1.4.2	Preparação de Amostras para Estudo Analítico .....	24
1.4.3	Estudos Petrográficos.....	26
1.4.4	Difratometria de raio-X .....	26
1.4.5	Reynold <i>NewMod</i> <sup>®</sup> .....	27
1.4.6	Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) .....	28
1.4.7	Referências Bibliográficas.....	30
2.	ARTIGO CIENTÍFICO .....	36
2.1	INTRODUÇÃO .....	38
2.2	GEOLOGIA REGIONAL.....	39
2.2.1	A Bacia do Camaquã.....	39
2.3	GEOLOGIA LOCAL .....	40
2.4	MINERALIZAÇÕES.....	42
2.5	O ESTUDO DAS CLORITAS.....	44
2.6	MATERIAIS E MÉTODOS .....	46
2.7	RESULTADOS .....	47
2.7.1	Petrografia.....	47

2.7.2	Difração de Raios X (DRX).....	50
2.7.3	Química Mineral.....	53
2.8	CONCLUSÕES.....	56
2.9	AGRADECIMENTOS.....	59
2.10	REFERÊNCIAS.....	59
3.	CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	63
3.1	<i>Referências Bibliográficas</i> .....	66
4.	ANEXOS .....	67
4.1	ANEXO A – <i>Carta de Aceite do Artigo Científico</i> .....	67
4.2	ANEXO B - <i>Difratogramas de raios X</i> .....	68
4.3	ANEXO C – <i>Resultado das Análises Químicas</i> .....	77

## **TEXTO EXPLICATIVO DA ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO**

Este trabalho consiste em uma dissertação de mestrado apresentado em forma de artigo científico, e está apresentado com a seguinte estruturação:

**INTRODUÇÃO** – contendo introdução ao tema, descrição geral dos objetivos e o estado da arte, além de metodologia com ampla revisão bibliográfica.

**CORPO PRINCIPAL DA DISSERTAÇÃO** – contém artigo científico submetido a revista Pesquisas em Geociências (UFRGS), escrito pelo autor durante a realização do mestrado.

**CONSIDERAÇÕES FINAIS** - Síntese dos resultados que serviram de base para as conclusões, e Referências Bibliográficas da dissertação.

**ANEXOS** –

- A) Carta de Recebimento do Artigo Científico
- B) Difractogramas de RX.
- C) Resultados das Análises químicas



## 1. INTRODUÇÃO

Nas Minas do Camaquã, localizada no município de Caçapava do Sul, ocorrem os jazimentos denominados de Mina Uruguai, Mina São Luiz e Jazida Santa Maria. A Mina Uruguai (objeto deste estudo) foi explorada através de galerias desde sua descoberta, no ano de 1870, até 1979 quando sua exploração passou a ser a céu aberto.

A mineralização de Cu (Au, Ag) na Mina Uruguai já foi alvo de diversos estudos, com destaque para os trabalhos de *Leinz e Almeida, 1941; Ribeiro, 1966; Teixeira e Gonzáles, 1988; Bettencourt, 1972; Veigel, 1990; Laux e Lindenmayer, 2000; Ronchi et al., 2000*. Estes estudos objetivaram, principalmente, obter dados sobre o minério e sua origem, já que desde o início dos trabalhos exploratórios na Mina Uruguai, diferentes modelos foram propostos para gênese das mineralizações. Primeiramente se partiu de um modelo hidrotermal-magmático, passando a um modelo sedimentar-singênético e por fim o modelo Hidrotermal do tipo epitermal, sendo esta a hipótese mais aceita atualmente. Porém não há um estudo detalhado das assembléias minerais de alteração hidrotermal, como argilominerais e filossilicatos.

A caracterização química e petrográfica dessas assembléias se vê necessária para um maior detalhamento das fases de alteração hidrotermal e suas paragêneses, contribuindo assim para futuros trabalhos que visem o entendimento da gênese do minério.

A clorita é um importante produto do processo de alteração hidrotermal e da diagênese na área, ocorrendo em grande quantidade nos halos de alteração hidrotermal presentes nos arenitos e conglomerados encaixantes das mineralizações. Neste estudo serão apresentados (I) aspectos petrográficos de diferentes ocorrências de cloritas; (II) dados da estrutura cristalina através da difratometria de raios-X; (III) dados químicos e texturais das diferentes ocorrências obtidos através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

## **1.1 OBJETIVOS**

O presente trabalho tem como objetivo central a caracterização química e petrográfica das cloritas resultantes do processo de alteração hidrotermal atuante na área da Mina Uruguai. Através deste estudo se busca preencher lacunas referentes ao estudo do processo de alteração hidrotermal atuante na área.

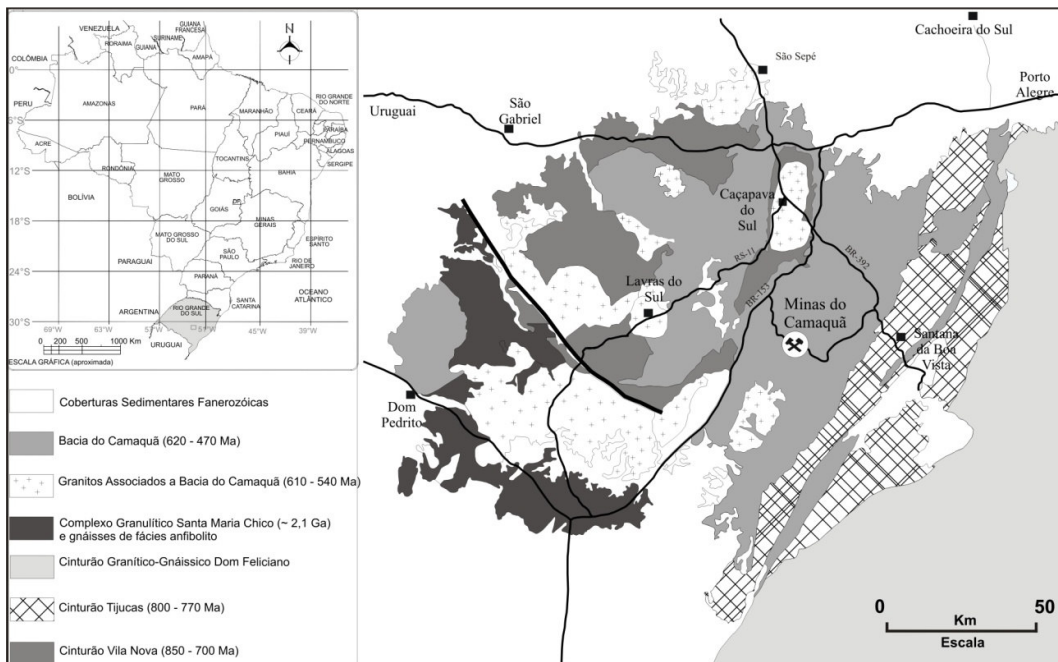
## **1.2 LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO**

A área de estudo localiza-se no município de Caçapava do Sul, na porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul. A Mina Uruguai cujas coordenadas UTM são 6.577.786.000 mN e 266.541.000 mE, dista aproximadamente 350 Km de Porto Alegre. O acesso se faz através da BR-153 seguindo-se por estrada não pavimentada até a entrada da mina.

## **1.3 ESTADO DA ARTE**

### **1.3.1 A Bacia do Camaquã**

As minas do Camaquã inserem-se no contexto evolutivo da Bacia do Camaquã (BC) a qual está situada no extremo sul do Brasil, mais precisamente na porção central do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) (Fig. 1). Segundo Chemale Jr., 1997, a Bacia do Camaquã repousa por sobre os terrenos ígneos e metamórficos do ESRG o qual, a partir de informações geológicas, estratigráficas, estruturais e geoquímicas (convencional e isotópica), pode ser dividido em quatro unidades distintas: (1) Cinturão Granítico-gnáissico Dom Feliciano contendo rochas gnáissica-migmatítica-granítica e caracterizada por intenso magmatismo entre 650-590 Ma com retrabalhamento de uma crosta paleoproterozóica (2.30-02.0 Ga); (2) Cinturão Tijucas formado por rochas gnáissicas, graníticas e anfíbolíticas de idade paleoproterozóica (2.3-2.0 Ga); (3) Cinturão Vila Nova com rochas granítico gnáissicas e vulcano-sedimentares neoproterozóica; bem como o (4) Complexo Granulítico Santa Maria Chico onde predominam rochas de alto grau, registrando metamorfismo e deformação de idade paleoproterozóica e contendo protólitos de idade arqueana.



**Figura 1:** Compartimentação geológica simplificada do Escudo Sul-riograndense, modificado segundo Paim et al., 1999.

As concepções propostas acerca do regime tectônico responsável pela geração e evolução da Bacia do Camaquã são bastante variadas e incluem (a) hipóteses desvinculadas da teoria da tectônica de placas (Loss & Roisenberg, 1972); (b) modelos relacionando a gênese da bacia a uma tectônica colisional das unidades litotectônicas brasilianas, e conseqüente subsidência flexural (Issler, 1982, 1985; Gresse et al., 1996); (c) hipóteses vinculadas a um episódio final do ciclo brasileiro caracterizado por reativações transcorrentes de escala regional e/ou continental e conseqüente formação de bacias do tipo strike-slip (Almeida et al., 1976; Wernick et al., 1978; Almeida et al., 1981; Machado & Fragoso-César, 1987; Brito Neves & Cordani, 1991; Oliveira & Fernandes, 1991 e Machado & Sayeg, 1992); (d) modelos compostos, partindo de uma tectônica colisional seguido por uma fase de deformação extensional (Fragoso-César et al., 1992; Chemale Jr., 1993; Paim et al., 1999).

A Bacia do Camaquã está geneticamente relacionada aos processos tectono-magmáticos tardios do Cinturão Dom Feliciano, e é entendida como um lócus deposicional onde foi preservado o registro da superposição de diversos tipos de bacias sedimentares (Paim et al., 1999).

### 1.3.2 Estratigrafia

Diversos trabalhos já foram realizados visando propor uma coluna estratigráfica para a Bacia do Camaquã. Assim temos trabalhos de Melcher & Mau (1960), Goni *et al.* (1962), e Robertson (1966). Posteriormente têm-se as propostas de Ribeiro & Fantinel (1978), Fragoso-César *et al.* (1985), Leites *et al.* (1990), Almeida *et al.* (1993), chegando até uma proposta baseada em conceitos da estratigrafia de seqüências, como propôs Paim *et al.* (1995; 2000).

Ribeiro *et al.* (1966) apresentaram uma coluna estratigráfica do pré-Cambriano ao eo-Paleozóico para o ESRG, definindo do mais antigo ao mais jovem: Fm. Maricá, Grupo Bom Jardim subdividido em Fm. Arroio dos Nobres (Mb. Mangueirão e Vargas), e Fm. Crespos (Mb. Hilário e Rodeio Velho), e Grupo Camaquã subdividido em Fm. Santa Bárbara, Guaritas e conglomerado Coxilha.

Paim *et al.* (1995; 2000) aperfeiçoando com novos dados os trabalhos já existentes, enfocam o preenchimento da Bacia do Camaquã através da aloestratigrafia. Este método se fundamenta na distinção de unidades estratigráficas delimitadas entre si por descontinuidades, que podem ser caracterizadas internamente por uma sucessão de fácies e sistemas deposicionais associados. Com isso a arquitetura estratigráfica da Bacia do Camaquã foi enfocada a partir de subdivisões estratigráficas de cunho genético e de caráter temporal implícito, na qual as unidades mapeadas representam episódios deposicionais pontuados por intervalos onde o soerguimento, erosão e/ou não deposição predominaram. Neste trabalho os autores se utilizam do termo Bacia do Camaquã para descrever uma série de sub-bacias, as quais estão hoje em dia parcialmente conectadas, sendo as mesmas denominadas de sub-bacias Santa Bárbara, Guaritas, Piquiri, Ramada, Taquarembó e Arroio Boici. Resumidamente a evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã (em termos de ambientes sub-aquasos) teria evoluído de condições predominantemente marinhas para ambientes lacustres parcial ou esporadicamente influenciados por fluxo da água marinha, e finalizando com condições totalmente continentais.

Como o presente trabalho não dará ênfase à estratigrafia da BC, optou-se pela classificação proposta por Ribeiro *et al.* (1966), pois esta é a terminologia mais adotada nos estudos relacionados as mineralizações nas Minas do Camaquã.

Paim *et al.* (2000) ilustra a história do pensamento sobre a Bacia do Camaquã, contada através de sua estratigrafia na figura 2.



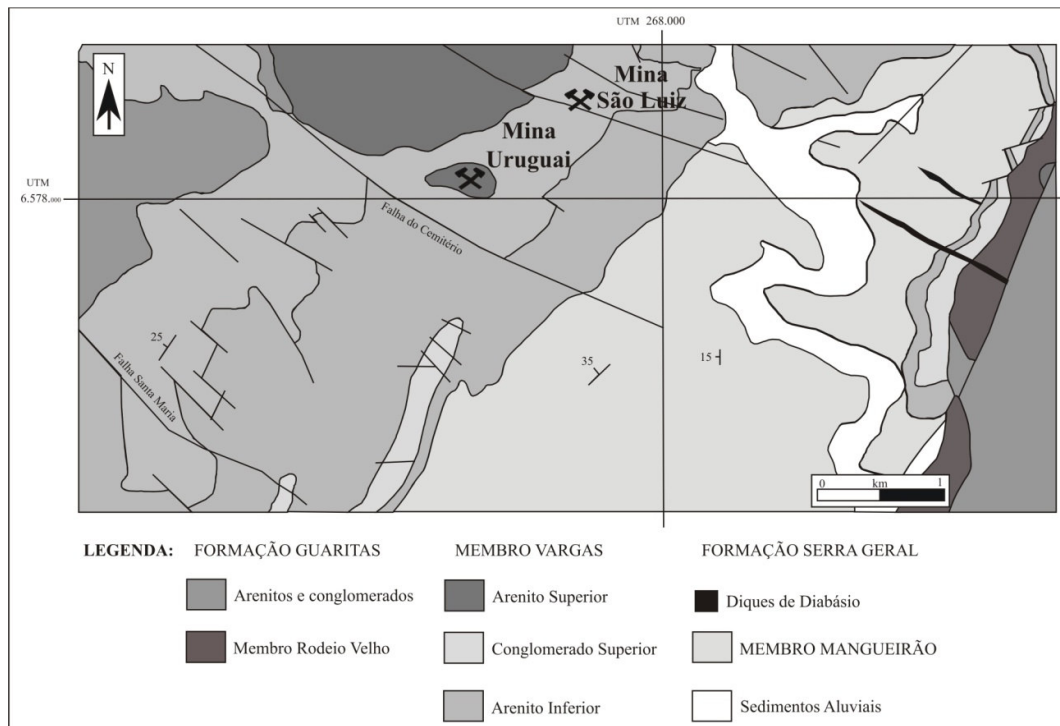
Rb/Sr por Almeida et al., (1996) para Fm. Acampamento Velho indicam idades de  $545 \pm 12$  Ma.

Segundo Almeida et al., (1997) as rochas pertencentes ao Mb. Rodeio Velho são compostas por basaltos, basaltos andesíticos e traquiandesitos sendo a base e o topo dos derrames vesiculares. O Mb. Rodeio velho se posicionou sob condições distensivas, alojando-se ao longo de fraturas profundas. Datações obtidas por Hartmann et al., (1998) fornecem idades de 470 Ma para essas rochas.

### **1.3.3 Geologia Local**

As Minas do Camaquã localizam-se na parte central de um *graben* com direção geral nordeste. Dois sistemas de falhas principais ocorrem na área: um representado por falhas regionais com direção  $N20^{\circ}-30^{\circ}E$ , responsável pelos limites e pela compartimentação longitudinal do *graben*, e outro com direção  $N50^{\circ}-70^{\circ}W$  representado pelas principais estruturas mineralizadas.

Na área das Minas do Camaquã o Grupo Bom Jardim ocupa o núcleo da chamada Janela Bom Jardim (Teixeira & Gonzales, 1988) (Fig. 3), constituindo uma estrutura com mergulho para noroeste, recoberta por rochas horizontalizadas da Formação Guaritas, pertencentes ao Grupo Camaquã.



**Figura 3:** Mapa geológico da região das Minas do Camaquã mostrando a localização da Mina Uruguai, modificado de Remus (2000).

As Minas do Camaquã são formadas por dois setores principais (Uruguai e São Luiz) e por setores menores denominados de Zona Intermediária, Potreiros, Oscarino, Feliciano e Cerro das Tunas (Bettencourt, 1976).

O setor São Luiz é composto pela mina propriamente dita e por filões isolados chamados de São Júlio, Barnabé e Esperança.

O Setor Uruguai é dividido em Mina Uruguai (MU) e a zona piritas. Na MU a exploração se deu através de galerias e a céu aberto. A cava principal a céu aberto apresenta aproximadamente 250m de profundidade, 450m de largura e 700m de comprimento segundo direção NW-SE (Teixeira & Gonzáles, 1988). Na área da Mina Uruguai, as rochas aflorantes estão representadas pela formação Arroio dos Nobres, a qual foi dividida em dois membros: Membro Mangueirão e Membro Vargas, sendo as rochas deste último hospedeiras das mineralizações de Cu-Pb-Zn (Ribeiro, 1966).

O Membro Mangueirão apresenta aproximadamente 200m de espessura é caracterizado pela intercalação de arenitos finos e siltitos micáceos marrom avermelhados. O Membro Vargas consiste de uma seqüência de conglomerados e arenitos arcoseanos imaturos. Teixeira & Gonzáles, 1988, subdividiram o Membro

Vargas na área da mina Uruguai em cinco unidades litológicas (Fig. 4), que são da base para o topo:

Arenito Inferior: constituído por arenitos finos a médios com intercalações centimétricas de siltitos e arenitos conglomeráticos. Tanto o contato inferior quanto superior são gradacionais;

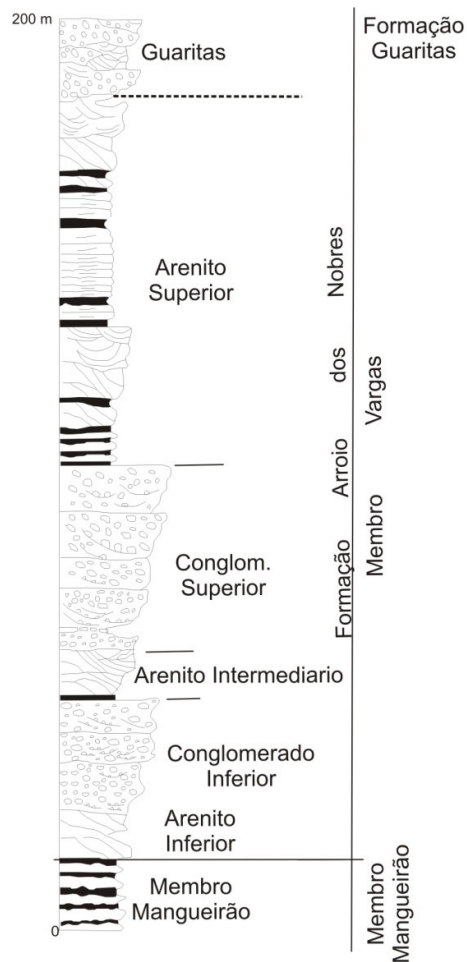
Conglomerado Inferior: apresenta espessura média de 120m, e é composto por conglomerados finos a médios intercalados com arenitos médios a conglomeráticos.

Arenito intermediário: apresenta espessura média de 20m, sendo caracterizado por arenitos finos a médios.

Conglomerado superior: com 200m de espessura, é constituído por conglomerados grosseiros a médios, mal selecionados. Os clastos variam de milimétricos a métricos, podendo alcançar 1,5m de diâmetro. Apresentam composição bastante variada, predominando rochas graníticas, quartzitos, riolitos, piroclásticas, milonitos, feldspatos, quartzo mono e policristalino, xistos e fragmentos de rocha sedimentar; e

Arenito superior: representado por arenitos finos a médios com intercalações milimétricas siltico-argilosas de cor marrom.





**Figura 4:** Coluna estratigráfica para a Bacia do Camaquã na região das minas do Camaquã, proposta por Faccini *et al* (1987).

### 1.3.4 Mineralizações

O minério de Cu (Au+Ag) na Mina Uruguai é encontrado disseminado nos sedimentos arenosos e conglomeráticos, na forma de sulfetos maciços em filões e preenchendo pequenas fraturas (Teixeira & Gonzáles, 1988). Próximo à superfície há uma zona de oxidação, onde o minério contém pequenas quantidades de ouro e prata (Bettencourt, 1972).

#### Minério Filoneano

Este tipo de minério apresenta-se em filões condicionados por falhamentos que possuem direção variando entre N50°W e N80°W com mergulho

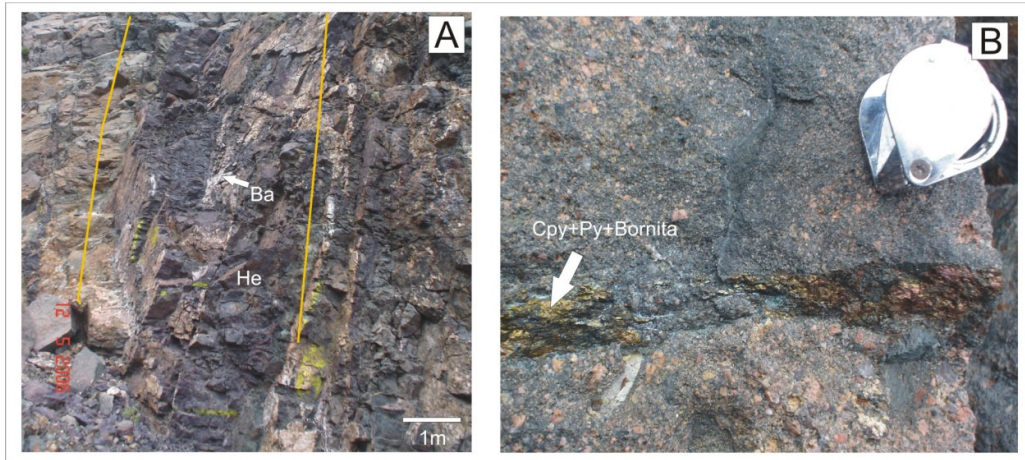
tendendo a vertical. Em superfície, as falhas se prolongam para fora da zona mineralizada, sendo preenchidas por quartzo, hematita, barita e argilas (Bettencourt, 1972; Teixeira & Gonzáles, 1988; Ribeiro, 1991).

Na mina Uruguai as estruturas principais apresentam direções N70°W; 80°NE e N60°W; 60°SW. As falhas formam zonas brechadas na parte central do corpo mineralizado (Bettencourt, 1972; Teixeira & Gonzáles, 1988). Desse modo os filões são discordantes em relação às rochas sedimentares, cuja direção das camadas é N20°-30°E com mergulhos médios de 30° para NW.

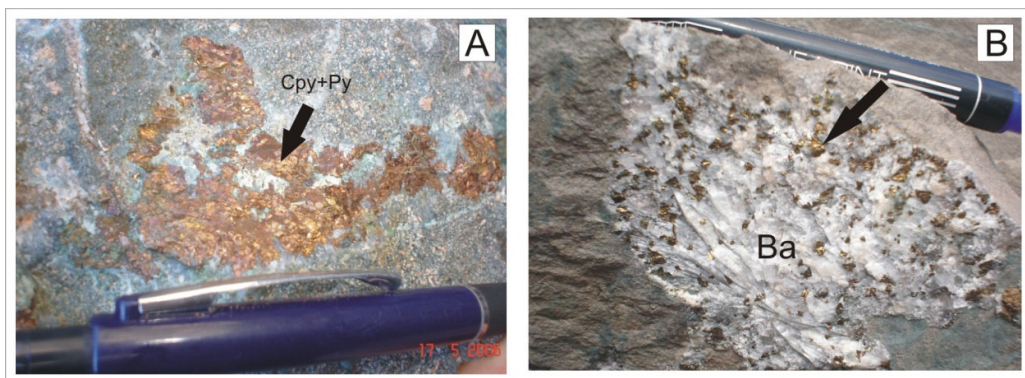
Na zona mineralizada a margem dos veios está marcada por intensa alteração hidrotermal representada por silicificação, cloritização, caulinição e sulfetação. A mineralogia dos veios consiste em quartzo, pirita, calcopirita, bornita, hematita e ouro. Calcita e barita representam a mineralogia tardia, ocorrendo disseminadas e como veios com até 15cm de espessura nos arenitos e conglomerados (Fig. 5).

#### Minério Disseminado

O minério disseminado é observado normalmente nos arenitos e conglomerado, principalmente no topo do Conglomerado Inferior e no Arenito Intermediário. Esse tipo de minério predomina nos contatos litológicos e só não foi encontrado no Arenito Superior (Leinz e Almeida 1941; Bettencourt, 1972; Teixeira & Gonzáles, 1988; Veigel e Dardene, 1990; Ribeiro, 1991). O minério disseminado (Fig. 6) é interpretado por diversos autores como parte das zonas de alteração hidrotermal que se desenvolveram ao redor dos veios, representando a manifestação lateral do controle estrutural da mineralização, com os sulfetos ocupando a porosidade secundária da rocha encaixante. (Leinz e Almeida, 1941; Bettencourt, 1972, Laux, 1999; Ronchi et al., 2000).



**Figura 5:** Em (A) filão de hematita com barita tardia, o minério de Cu ocorre em vênulas no interior do filão. Em (B) minério preenchendo fratura centimétrica em conglomerado.



**Figura 6:** Em (A) calcopirita e pirita disseminados em conglomerado e em (B) calcopirita associado à barita em arenito.

### 1.3.5 Histórico das Mineralizações nas Minas do Camaquã

Nos próximos parágrafos serão relatados os principais eventos acontecidos no decorrer da atividade mineira nas Minas do Camaquã. Este histórico foi compilado dos trabalhos de Teixeira *et al.* (1988), Harres (2000) e Paim (2002).

A primeira identificação de minério de cobre na região deu-se em 1865 por mineiros ingleses que garimpavam ouro em Lavras do Sul. Essa descoberta resultou na localização da jazida e na abertura de uma galeria, conhecida como “galeria dos ingleses”, localizada no flanco leste do Cerro João Dias e explorada pela empresa “Rio Grande Gold Mining Limited” entre 1870 e 1887.

Em 1888 empresários alemães, de acordo com o proprietário do campo Sr. João Dias dos Santos, implementaram uma segunda fase de extração mineral ao iniciar lavra de um filão de calcopirita e pirita, localizado na face norte da elevação onde se localiza hoje a Mina São Luiz. Deste filão era extraído, e selecionado manualmente, o minério com teor médio de 15%-20% de Cu. O minério era então exportado para a Inglaterra. A atividade extrativa se encerrou em 1899, depois da tentativa de instalação de uma metalúrgica local, procurando superar a uma queda na cotação internacional do cobre.

Entre 1901 e 1908 as atividades de lavra ficaram ao encargo da companhia belga “Société Anonyme des Mines de Cuivre de Camaquan”, a qual encerrou suas atividades devido a uma nova queda na cotação do cobre. Os belgas realizaram a abertura de uma nova galeria, conhecida com “galeria belga”, localizada no flanco oeste do cerro João Dias, a qual atingia mais de 100 metros de profundidade (Teixeira, 1937). Neste período também foi construído uma barragem no Arroio João Dias visando o fornecimento de energia. Esta companhia instalou uma usina de concentração do minério que produzia minério concentrado com 30% Cu.

No período de 1928 a 1936, o Serviço Geológico e Mineralógico empreendeu uma série de atividades de prospecção metálfera no Rio Grande do Sul (Carvalho, 1929, 1932, 1937). Em 1935 foi requerido o registro das Minas do Camaquã como mina manifestada, tendo como proprietário o Dr. Francisco Raymundo Macedo Fabrício. O Serviço de Fomento da Produção Mineral deu continuidade a estes estudos exploratórios no período de 1937 a 1940 (Teixeira, 1937, 1941; Barbosa, 1939). Costa Filho (1944) sintetizou os resultados deste programa exploratório e Leinz & Almeida (1941) discutiram a gênese da jazida de cobre.

Em parte como consequência deste programa de pesquisa, foi criada, em 1942, a Companhia Brasileira do Cobre (CBC), inicialmente como uma companhia de capital misto tendo o Estado do Rio Grande do Sul e o Grupo Pignatari como principais acionistas. Tal situação foi alterada em 1957 quando o Grupo Pignatari passou a controlar a CBC, posição que manteve até 1974 quando a empresa foi vendida ao Governo Federal. As atividades de lavra e beneficiamento do minério, iniciadas em 1944, somente ganharam certa regularidade a partir de 1954, com a lavra de duas minas subterrâneas (São Luiz e Uruguai) e com a ampliação da capacidade de beneficiamento, inicialmente para 800 t/dia de minério (1956) chegando, em 1971, a 1500 t/dia de minério. Entre 1958 e 1968, através de um contrato de assistência técnica, a “Mitsubishi

Metal Mining Co” dirigiu as atividades de mineração, beneficiamento e pesquisas da empresa.

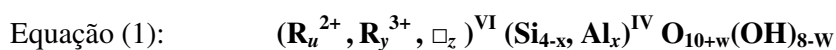
Em 1975, um ano após a CBC ter sido adquirida pela FIBASE (subsidiária do BNDES), a exploração foi suspensa, dadas as condições deficitárias de lavra, que havia chegado a 150 metros de profundidade, e a desativação da metalurgia que utilizava-se do concentrado de cobre produzido nas Minas do Camaquã. Neste momento, a CBC direcionou suas atividades para a pesquisa geológica e contratou os serviços da DOCEGEO (1975 a 1977) para desenvolver estudos de geologia das minas, caracterização do minério e ampliação de reservas, permitindo, deste modo, a implantação e o desenvolvimento do chamado “Projeto Expansão Camaquã”. Projeto esse executado pelas companhias Milder Kaiser Engenharia S.A., Paulo Abib Engenharia S. A. e Centro de Pesquisas e Desenvolvimento (CEPED), sob o acompanhamento técnico da CBC. As atividades de mineração foram retomadas em 1981 e técnicas de extração altamente mecanizadas passaram a ser utilizadas, tanto nas minas subterrâneas (São Luiz e Uruguai) como também na frente de lavra a céu aberto da Mina Uruguai. Uma nova unidade de concentração de minério, com capacidade de tratar 5500 t/dia de minério, foi também implantada. A lavra do minério de cobre atingiu profundidades maiores e a produção foi acelerada através da implantação de três turnos de trabalho. No entanto, o teor de cobre do minério lavrado entre 1981 e 1989 (média de 0,57% Cu) ficou bem abaixo das projeções inicialmente previstas (1,05% Cu). Previsões essas que haviam servido como base para implantação do programa de produção da empresa através de investimentos realizados pelo governo. Em 1987, o BNDES assume a totalidade do endividamento bancário da empresa e em 1988 a CBC é colocada em leilão, não tendo sido arrematada por nenhuma das empresas qualificadas por desistência das mesmas. Como uma solução alternativa, a CBC acaba sendo comprada por seus próprios funcionários, que vieram a constituir uma nova empresa. A Bom Jardim S.A. assumiu o comando das atividades, saldou sua dívida com o BNDES, antes do prazo estipulado no Protocolo de Intenções, e continuou a minerar o cobre até maio de 1996, quando ocorreu o esgotamento total das reservas economicamente viáveis conhecidas.

### 1.3.6 Estudo das Cloritas

A clorita é um argilomineral encontrado em uma grande variedade de ambientes geológicos, incluindo rochas sedimentares, rochas de baixo grau metamórfico e na alteração hidrotermal (Deer *et al*, 1966) A clorita se forma através da substituição de minerais pré-existent (geralmente ferro-magnesianos) ou precipitando diretamente da solução.

A estrutura ideal desses aluminossilicatos hidratados é caracterizada pela alternância regular octaédrica (camada hidroxilada) e tetraedro-octaedro-tetraedro (2:1) (Bailey, 1988 a) e Bayliss (1975). A figura 7 mostra uma representação esquemática da estrutura das cloritas.

Esse mineral apresenta uma ampla variação de composição e sua fórmula química pode ser expressa conforme a equação 1 (Caritat *et al*, 1993):



Onde:  $u + y + z = 6$  ;

$z = (y-w-x)/2$  ;

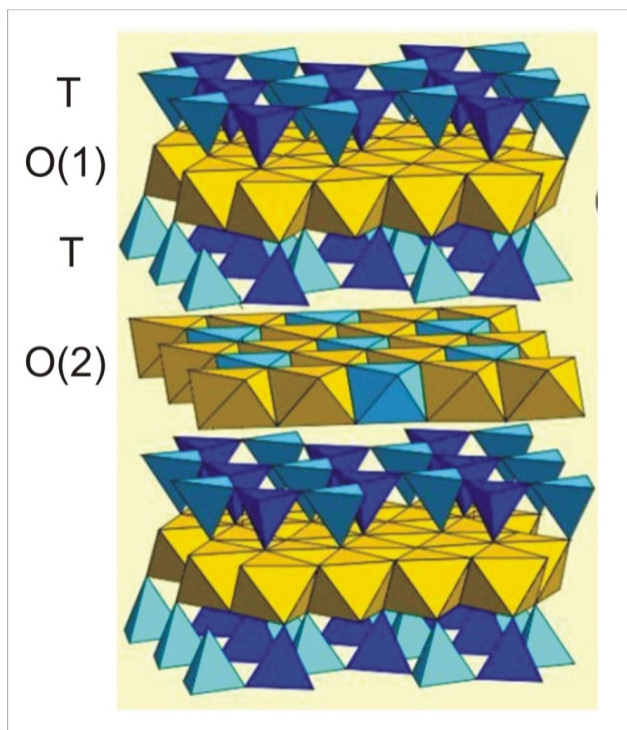
w geralmente é zero ;

$R^2$  é  $Fe^{2+}$  ou  $Mg^{2+}$  ;

$R^3$  é  $Al^{3+}$  ou  $Fe^{3+}$  e,

$\square$  é a representação de vacâncias estruturais.

Não são representados nesta equação elementos que ocorrem em menor quantidade na camada octaédrica da clorita, tais como Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu and Li.



**Figura 7:** Estrutura cristalina da clorita onde: (T) - camadas tetraédricas (T); O(1) camada octaédrica 2:1 e O(2) camada octaédrica hidroxilada.

### 1.3.7 Variação Composicional das Cloritas

Grande parte dos trabalhos que tratam da composição e classificação das cloritas são baseados em cloritas metamórficas e de ambientes hidrotermais (Hey, 1954; Foster, 1962 e Bayliss 1975).

Uma das substituições mais comuns nas cloritas é a do tipo  $Mg^{VI}Si^{IV} - Al^{VI}Al^{IV}$ , que conduz a uma redistribuição de carga entre a camada tetraédrica e a camada octaédrica, mas mantendo o balanço de cargas (Caritat *et al*, 1993)

Teoricamente, a substituição tetraédrica de  $Si^{4+}$  por  $Al^{3+}$  deveria ser acompanhada por uma equivalente substituição octaédrica de  $R^{2+}$  por  $Al^{3+}$  para manter o balanço de carga e, portanto, os valores de  $Al^{IV}$  e  $Al^{VI}$  devem ser equivalentes. Se  $Al^{VI} > Al^{IV}$ , então  $R^{3+}$  (octaedro) maior que  $Al^{IV}$  pode ser interpretado como tendo substituído  $R^{2+}$  em uma relação de 2:3. Reciprocamente, se  $Al^{VI} < Al^{IV}$ , então a maior quantidade de  $R^{3+}$  (octaedro), na forma de  $Fe^{3+}$ , por exemplo, pode ser interpretado como tendo substituído de  $Al^{VI}$  em uma relação 1:1 (Caritat *et al*. 1993).

Uma indicação da extensa substituição tetraédrica de  $Si^{4+}$  por  $Al^{3+}$  em cloritas é determinada pela grande gama de composições observada nos tetraedros.

Foster (1962) encontrou valores de  $\text{Si}^{\text{IV}}$ . A partir de uma compilação de 150 análises, entre 2,34 e 3,45 com 99% destes valores caindo dentro do intervalo de 2,40-3,40. Assim, o valor de  $x$  na Equação 1 varia principalmente entre 0,6 e 1,6 para cloritas metamórficas/hidrotermais. Ainda segundo a autora, o número de vacância octaédrica geralmente ocorre entre 0 e 0,3 posições.

### 1.3.8 Politipos de Clorita

Diversos trabalhos foram realizados com o objetivo de se identificar politipos de clorita, com destaque para Bailey & Brown (1962), Shirozu & Bailey (1965), Hayes (1970) and Bailey (1988b). A maneira no qual se empilham a camada hidroxilada e a camada 2:1 no eixo  $z$ , definem os politipos de clorita. Há vários modos possíveis de empilhamento, e estes são derivados da variação de posição e orientação do hidróxido intercamada sobre camada 2:1 fixa. Bailey & Brown (1962) mostraram seis possíveis posições teóricas para as assembléias camada-intercamada. Destes seis politipos, foram observados quatro na natureza:  $llb$ ,  $Ib$  ( $90^\circ$ ),  $Ib$  ( $97^\circ$ ), e  $Ia$  (em ordem decrescente de abundância). Em prática, politipos de clorita são identificados com base na posição das reflexões ( $h0l$ ) em DRX de cloritas desorientadas. Hayes (1970) propôs um arranjo adicional de empilhamento para clorita altamente desorientada,  $lb_d$ , exibindo forte reflexões ( $00l$ ) e fracas reflexões ( $h0l$ ).

### 1.3.9 Cloritas Diagenéticas x Cloritas Hidrotermais

Cloritas de ambientes de baixa-temperatura, como encontradas em rochas diagenéticas e de baixo grau metamórfico, exibem algumas diferenças composicionais quando comparadas com cloritas presentes em rochas de alto grau metamórfico e hidrotermais (Curtis *et al*, 1985). Por exemplo, cloritas diagenéticas (ou sedimentares) tendem a apresentar maiores conteúdos de Si e mais baixos teores de (Fe + Mg) (Hillier & Velde, 1990). Assim, com o aumento de temperatura, as cloritas se tornam menos silicosas, e mais ricas em (Fe + Mg), aumentando o número de ocupações octaédricas. Esta transição deve ser acompanhada por um aumento de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  e uma diminuição de  $\text{Al}^{\text{VI}}$ .



## **1.4 METODOLOGIA**

### **1.4.1 Trabalho de Campo**

O trabalho de campo foi precedido de uma completa revisão bibliográfica sobre a geologia e as mineralizações da área, e também por estudos de fotointerpretação através de fotos aéreas na escala 1:60.000, onde se fez o reconhecimento das principais estruturas e unidades geológicas da região.

O trabalho de campo teve como objetivo o mapeamento de detalhe na cava a céu aberto da Mina Uruguai. Buscou-se detalhar as zonas mineralizadas e seus halos de alteração hidrotermal. Foram coletadas um total de 78 amostras, sendo estas representativas das diferentes ocorrências de clorita nas zonas mineralizadas, assim como amostras não alteradas das rochas encaixantes das mineralizações.

Baseado nas descrições de testemunho de furos de sondagem realizados pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC), foram selecionados três testemunhos de sondagem para descrição e amostragem: dois superficiais (PSU – 45 e U - 72), realizados na fase em que o minério era explorado somente através de galerias, e outro sub-superfície (U180/94-30), realizado de dentro de uma das galerias subterrâneas. Estes testemunhos foram selecionados seguindo critérios mineralógicos, estruturais, parâmetro como presença ou não de zonas mineralizadas e ocorrência de clorita. Foi coletado um total de 72 amostras dos testemunhos anteriormente citados. Para confecção de lâminas petrográficas, foram selecionadas 22 amostras dos testemunhos e 8 amostras superficiais, baseando-se nas diferentes texturas e estruturas observadas.

### **1.4.2 Preparação de Amostras para Estudo Analítico**

O processo de laminação e polimento das amostras foi realizado no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências - UFRGS, a fim de se possibilitar a observação das lâminas polidas em microscópio petrográfico e Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Para a análise de difração de raios-X foram selecionadas, com base em descrições petrográficas, 32 amostras para análise mineralógica total (amostra em pó) e 21 para análise das frações (< 10, <5 e <1µm) de argilominerais (amostra orientada natural). Essas amostras foram escolhidas devido à intensa presença de clorita, assim

como suas diferentes formas de ocorrência. O processo de separação da fração desejada e montagem das lâminas seguem os passos descritos abaixo:

- Quarteamento da amostra (cerca de 30g);
- Desagregação em gral de porcelana, juntamente com água destilada para diminuir o atrito do bastão com o mineral;
- Diluição em 500ml de água destilada;
- Desagregação por Agitação durante 14 horas em agitador orbital;
- Desagregação por ultra-som de ponteira durante 5 min em solução; (figura 8A);
- Com a amostra em solução estabiliza-se a temperatura para controlar a viscosidade do fluido;
- De acordo com a planilha eletrônica baseada na *Lei de Stokes* calcula-se o tempo de decantação respectivo para a fração. O processo de decantação normal é utilizado para separar da amostra a fração menor do que a desejada;
- Concentração da suspensão por Centrifugação mecânica na velocidade e no tempo requerido para o assentamento de partículas maiores que as desejadas;
- Com a fração que permaneceu em solução, faz-se lâminas especiais para análise por Difração de raios-X. Têm-se então a Amostra Orientada Natural em Lâminas, onde se privilegia as faces 001 dos argilominerais para se obter uma melhor resolução na análise.

Este procedimento foi realizado para a separação das frações  $<10\mu\text{m}$  e  $<5\mu\text{m}$ . Para a fração  $<1\mu\text{m}$ , foi empregada a separação por sedimentação forçada através de ultracentrífuga (5000 rotações por minuto). O processo de separação forçada com o uso da centrífuga diminui significativamente o tempo de processamento, principalmente quando existe a necessidade de estudo de frações mais finas que  $2\mu\text{m}$ . Neste trabalho, utilizou-se uma ultracentrífuga modelo Sigma 3K30, do laboratório de Difração de Raios-X do Instituto de Geociências da UFRGS.

A amostra orientada natural é saturada com etileno glicol para verificar a existência ou não de argilominerais expansivos. Para isto a amostra orientada natural é borrifada com etileno glicol e o excesso retirado com papel absorvente. Chama-se amostra glicolada.

A amostra orientada natural também é aquecida a  $550^{\circ}\text{C}$  durante duas horas para avaliar argilominerais que colapsam a sua estrutura nestas condições (ex.:

argilominerais do Grupo das Caolinitas) permitindo uma identificação mais precisa. Chama-se amostra calcinada.

Preparou-se também a amostra em pó, onde cerca de 1g do material desagregado é depositado em um sulco na lâmina de vidro. Com isso procura-se preservar a desorientação das partículas. É a chamada análise total, onde todos os minerais ou estruturas cristalinas são analisados.

Finalmente, salienta-se que o método dificilmente identifica estruturas cristalinas que ocorram em quantidades inferiores a 3 – 5 % na amostra analisada.

### **1.4.3 Estudos Petrográficos**

As amostras macroscópicas foram descritas através de lupa binocular marca *Wild Heerbrugg* com aumento de até 50X, onde foi possível fazer o reconhecimento das relações texturais e mineralógicas presentes nas amostras. A análise petrográfica das amostras foi realizada pela técnica de microscopia óptica, utilizando o Microscópio *Zeiss-Axiolab* (Carl Zeiss, Axiolab pol.), do Laboratório de Microscopia do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPQq), UFRGS. O objetivo foi observar a ocorrência de cloritas e sua relação textural com os demais minerais presentes na rocha, assim como a ordem cronológica de eventos hidrotermais e/ou diagenéticos. A partir disso foram selecionadas zonas para análise no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

Para aquisição de imagens digitais de feições das lâminas petrográficas utilizou-se o Microscópio Petrográfico Leica DMLP, equipado com câmera digital Sony Exwave HAD.

### **1.4.4 Difractometria de raio-X**

A difratometria de raios-X foi utilizada para análise mineralógica e determinação de espécies de argilominerais e seus politipos, em cada um dos ambientes selecionados a partir da petrografia.

O equipamento utilizado é um difratômetro SIEMENS BRUKER AXS Modelo D5000, com goniômetro  $\theta$ - $\theta$ , pertencente ao Instituto de Geociências, UFRGS. A radiação é  $K\alpha$  em tubo de Cobre nas condições de 40 kV e 25 mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para cada tipo de análise são as seguintes:

Amostra em Pó: 1 segundo para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 72° 2θ; Amostra Orientada Natural: 2 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 28° 2θ; Amostra Orientada Glicolada: 3 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 28° 2θ; e para Politipos: 5 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 31° a 53° 2θ.

Os minerais e/ou fases cristalinas são identificados através da medida das distâncias interplanares e das intensidades relativas dos picos nos difratogramas. Os minerais identificados, na análise total, apresentam-se comparados com padrões do banco de dados do computador (JCPDS) e indicado/referenciado sobre o pico mais importante e diagnóstico do mineral. As análises são interpretadas através do programa DIFFRAC<sup>PLUS</sup> em que os picos são indexados no difratograma.

#### 1.4.5 Reynold *NewMod*<sup>®</sup>

Utilizando-se o programa Reynolds *Newmod*<sup>®</sup>, foi feita a modelagem por simulação de diferentes difratogramas que indicam diferentes composições das cloritas. Neste tipo de modelagem a composição da clorita é expressa através da proporção de Fe<sup>2+</sup> no octaédro (1) e no octaédro (2). Essa diferença fica evidenciada pela diferença de intensidade do pico 002 em relação ao pico 001 da clorita. Quando maior a diferença de intensidade entre esses dois picos mais rica em Ferro é a clorita.

A partir do programa foram modelados 20 difratogramas padrões, os quais foram comparados aos difratogramas obtidos através da análise por Difractometria de raios-X de 28 amostras de argilominerais em diferentes frações (<10, <5 e <1µm), e que representam as diferentes ocorrências de clorita identificadas na petrografia. Cabe ressaltar que a comparação foi feita apenas utilizando-se os difratogramas das frações <10 e <1µm, pelo fato de haver muita semelhança entre as análises das frações <10 e <5µm. Na tabela I estão listados os modelos gerados e as proporções de Fe<sup>2+</sup> utilizadas como padrão.

Tabela I: Padrões de difratogramas de clorita gerados para comparação com os difratogramas obtidos.

Modelo	Fe octaédro 1	Fe octaédro 2
1	3	3
2	3	2.5
3	3	2
4	2.5	3
5	2.5	2.5
6	2.5	2
7	2	3
8	2	2.5
9	2	2
10	1.5	1.5
11	1	2
12	3	1
13	3	1.5
14	2	1.5
15	1	1
16	0.75	0.75
17	0.5	0.75
18	0.05	0.05
19	0.5	0.5
20	1	0.75

#### 1.4.6 Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

A microscopia eletrônica de varredura permitiu se fazer um mapeamento da distribuição de elementos químicos nas cloritas. Foram realizadas um total de 211 análises.

As composições quantitativas das cloritas foram obtidas utilizando-se um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (JEOL 5600 LV) com EDS acoplado (diodo de Si(Li)), na Universidade de Poitiers/França. As condições analíticas foram de 15kV de voltagem e corrente da sonda de 0,6-0,7 nA. Também foram realizadas observações morfológicas no microscópio eletrônico Jeol JSM-5800 com detectores de elétrons secundários (SEM), do Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.

Para cálculo estrutural das cloritas analisadas a quantidade de  $\text{Fe}^{2+}$  presente foi considerada como sendo  $\text{Fe}_{\text{total}}$ , não distinguindo  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$ .

O microscópio eletrônico de varredura (MEV) é um equipamento capaz de produzir imagens de alta ampliação (até 300.000 x) e resolução. As imagens

fornecidas pelo MEV possuem um caráter virtual, pois o que é visualizado no monitor do aparelho é a transcodificação da energia emitida pelos elétrons. O princípio de funcionamento do MEV consiste na emissão de feixes de elétrons por um filamento capilar de tungstênio, mediante a aplicação de uma diferença de potencial que pode variar de 0,5 a 30 kV.

Quando o feixe de elétrons incide sobre um mineral, os elétrons mais externos dos átomos e os íons constituintes são excitados, mudando de níveis energéticos. Ao retornarem para sua posição inicial, liberam a energia adquirida a qual é emitida em comprimento de onda no espectro de raios-x. Um detector instalado na câmara de vácuo do MEV mede a energia associada a esse elétron. Como os elétrons de um determinado átomo possuem energias distintas, é possível, no ponto de incidência do feixe, determinar quais os elementos químicos estão presentes naquele local e assim identificar que mineral está sendo observado. O diâmetro reduzido do feixe permite a determinação da composição mineral em amostras de tamanhos muito reduzidos (< 5  $\mu\text{m}$ ), permitindo uma análise quase que pontual.

### 1.4.7 Referências Bibliográficas

Almeida, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma Brasileira. **Anais Congresso Brasileiro de Geologia**. 23, v-1, p29-46.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Britto Neves, B. B., 1976. The upper Precambrian of South America. **Bol. Inst. Geoc. Universidade de São Paulo**. 7, 45-80.

Almeida, F. F. M., Paim, P. S. G., Viera Jr, N. 1993. Caracterização petrográfica e geoquímica do vulcanismo eo-paleozóico das bacias de Camaquã e Santa Bárbara (RS). In: Workshop sobre as Bacias Molássicas Brasileiras, 1. **Acta Geológica Leopoldensia**. São Leopoldo, 16: 145-185.

Almeida, D.P.M., Zerfass, H., Basei, M.A., Mello, K.S., 1997. Caracterização geoquímica da sucessão vulcânica dos Cerros do Bugio e Perau (Bacia do Camaquã, Sub-Bacia Santa Bárbara), Caçapava do Sul, RS. **Anais Congresso Brasileiro de Geoquímica**, vol. 2. SBGq, Salvador, pp. 698– 702.

Altamirano, J. A. F., & Formoso, M. L. L., 1982. Diagênese dos argilominerais na Formação Cerro dos Martins e sua influência nas mineralizações cupríferas. In: **32º Congresso Brasileiro de Geologia**. 4: 714-728.

Badi, W. S. R., & Gonzalez, A. P. 1998. Jazida de metais básicos de Santa Maria, Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. In: **Principais depósitos Minerais do Brasil, vol. 3- Metais Básicos não-ferrosos**. DNPN, p. 157-170.

Bailey, S. W. & Brown, B.E. (1962) Chlorite Polytypism: I Regular and semi-random one-layer structures: **Amer. Mineral**. 47, 819-850.

Bailey, S. W. (1988 a) Chlorites: Structures and crystal chemistry: in Hydrous Phyllosilicates ( Exclusive of micas). **Reviews in Mineralogy** 19, 347-403.

Bettencourt, J.S., 1972. **A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado. São Paulo. 175 pp. Universidade de São Paulo.

Bonhome, M.G., Ribeiro, M.J., 1983. Datações K–Ar das argilas associadas a mineralização de cobre da Mina Camaquã e de suas encaixantes. Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, **Atas**. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Porto Alegre, pp. 82–88.

Brito Neves, B. B. & Coedani, U. G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozóic. **Precambrian Research**, 53:34-40.

Caritat, P. *et al*, (1993) Chlorite Geothermometry: a review. **Clays and Clays Minerals**, vol 41, 2:219-239.

Chemale Jr., F. 1993. Bacias Molássicas Brasileiras. **Acta Geológica Leopoldensia**, 37: 109-118.

Chemale Jr., F. 1997. Tectonic Evolution of Southern Brazil and Southern Africa during the Neoproterozoic and Early Paleozoic. **Anais**: 14<sup>th</sup> International Conference on Basement Tectonics, Ouro Preto, 10-11.

Chemale Jr., F. , Wildner, W. , Lima, E. F. , Van Schmus, W. R. 1999. Isotopic studies of Brasiliano retroarc magmatism in Southern Brazil. IN: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. **Boletim de Resumos**, p.57.

Curtis, C. D. Hughes, C. R. Whiteman, J. A., and Whittle, C. K. (1985) Compositional variation within some sedimentary chlorites and some comments on their origin: **Mineral Mag.** 49, 375-386

Deer, W. A., Howie, R. A., and Zussman, J. (1966) An Introduction the rock Forming Minerals: **Longman, London**, 528 pp.

Faccini, U.F., Paim, P.S.G., Fragoso-César, A.R.S., 1987. Análise faciológica das molassas brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, **Atas**, vol. 1. SBG, Curitiba, pp. 75–91.

Figueiredo, B. D. 2000. Sistemas de isótopos estáveis. **Minérios e ambientes**, 1:195-206

Foster, M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper** 414-A: 1-33.

Fragoso-Cesar, A. R. S., 1980. O Cráton do Rio de La Plata e cinturão Don Feliciano no Escudo Uruguaio-sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31. Balneário de Camburiú, **Anais...**, SBG. V. 5, p. 2879 – 2892.

Fragoso-Cesar, A. R. S., Faccini, U. F., Paim, P. S., Lavina, E. L., Altamirando, J. A. F. 1985. Revisão da Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul. IN SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2, Florianópolis. **Anais**, SBG, 477-491.

Fragoso-César, A. R. S.; Machado, R.; Sayeg, H. S. & Fambrini, G. L. 1992. Bacias orogênicas do Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul e Uruguai. WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, **Boletim de Resumos expandidos**, 47-53.

Gresse, P. G.; Chemale JR. F.; Silva, L. C.; Walraven, F.; & Hartmann, L. A. 1966. Late to post orogenic basins of the Pan Africa Brasiliano collision orogen in Southern Africa and Southern Brazil. **Basin research**.

Gonzalez, M., Teixeira, G., 1980. Considerações sobre estratigrafia e ambientes de sedimentação da Região das Minas do Camaquã e Jazida Santa Maria—RS. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 31, **Anais**. vol. 3. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Balneário de Camboriu, pp. 1513–1524.

Hayes, J. B. (1970) Polytypism of chlorite in sedimentary rocks: **Clays and clays Minerals** 18, 285-306.



Hartmann, L. A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil: geochemistry of paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico granulites. **Gondwana Research**, 1 (3/4:331-341).

Harres, M. M. (2000) Minas do Camaquã (Caçapava do Sul - RS): A exploração do cobre no Rio Grande do Sul. In L. H. Ronchi & A. O. C. Lobato (ed.) **As Minas do Camaquã**. São Leopoldo, Editora UNISINOS, 21-53.

Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. **Mineral Mag.** 30, 277-292.

Hillier, S. J. & Velde, B. 1990. Octahedral occupancy and the chemical composition of the diagenetic (low-temperature) chlorites. **Clays and Clays Minerals**, 26:149-168.

Issler, R. S. 1985. Bacia periférica camaquã-itajaí: Elemento tectônico desenvolvido pela tectônica de placas. In: SIMPO. SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2 **Atas**. Florianópolis. SBG. p. 184-198.

Laux, J.H., Lindenmayer, Z.G., 2000a. As Minas do Camaquã: um século de evolução de hipóteses genéticas. In: Ronchi, L.H., Lobato, A.O.C. (Coords), **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar**. UNISINOS/ FAPERGS, (Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul) São Leopoldo, pp. 133–164.

Laux, J.H., Lindenmayer, Z.G., 2000b. Caracterização do minério filoneano de um setor da Mina Uruguai, Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H., Lobato, A.O.C. (Coords) **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar**. UNISINOS/FAPERGS (Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul), São Leopoldo, pp. 191-210.

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

Leites, S. R.; Lopes, R. C., Wildner, W., Porcher, C. A. & Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul-RS, e sua interpretação paleoambiental. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36 **anais**“1”, 300-312.

Leiz, V. & Almeida, S. C. 1941. **Gênese da jazida de cobre “Camaquã”, Município de Caçapava do Sul – Rio Grande do Sul**. Secretaria dos negócios de agricultura, indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM. Boletim nº 88, 56p.

Lima E. F. & Nardi, L. V. S. 1992. O magmatismo shoshonítico no estado do Rio Grande do Sul. Uma revisão. **Pesquisas em geociências**, 19 (2): 190-194.

Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1998. O Vulcanismo alcalino e shoshonítico da bacia do Camaquã: Estado do Rio Grande do sul, Brasil. IN: CONG. URUG. DE GEOL., 2. p 263-268.

Lima, L. de, 1998. **A Mina Uruguai e Jazida Santa Maria-Distrito Mineiro de Camaquã (RS): Um Estudo Petrológico, Geoquímico e Geotermométrico**. Programa de Pós- Graduação em Geologia. Universidade do Vale do Rio dos Sinos, UNISINOS. Diss

Loss, E. L. & Roissenberg, A. 1972. Contribuição à caracterização geotectônica da sequencia sedimentar eo-paleozóica do Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, 1; 7-12.

Machado, R. & Fragoso-Cesar, A. R. S. 1987. Deformações brasilianas do cinturão Dom Feliciano no Uruguai. IN:SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3. **Atas**, V.2:911-919.

Machado, R. & Sayeg, H.S. 1992. Aplicação da análise geométrica e cinemática nos falhamentos que condicionam a bacia molássica do Arroio Boicí, RS. **WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS**, 1. **Boletim de Resumos Expandidos**, 73-76.

Melcher, C. & Mau, H. 1960. Novas observações geológicas na região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. **Anais Acad. Brasil. Ciências**, 32 (1), 43-50.

Nardi, L. S. V. & Lima, E. F.1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, 15 (2): 139-146.

Norton, D. X. 1984. Theory of hidrothermal systems. **Rev. Earth Planet.** 12:155-177.

Oliveira, J. M. M. T. & Fernades, L. A. D. 1991. Estágios finais da deformação do Cinturão Dom Feliciano: Tectonica e sedimentação da Formação Arroio dos Nobres. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, 1-4.

Paim, P.S.G., Lopes, R.C., Chemale Júnior, F., 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã-Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6° ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1. **Resumos**. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Porto Alegre, pp. 39– 49.

Paim, P.S.G., Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 1999. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (ed.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. p. 231-274.

Paim, P.S.G., Lopes, R.C., 2000. Geologia da região das Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H., Lobato, A.O.C. (Org). **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar**. UNISINOS/ FAPERGS, (Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul), São Leopoldo, pp. 111–132.

Paim, P. S. G. 2002. Minas do Camaquã, RS. Marco na história da mineração de cobre no Brasil. In: **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. p. 501 - 510

Pirajano, F. 1992. Fossil and active Geothermal systems – Epithermal Base and Precious Metal Mineralization ( including Kuroko – Type deposits). In: Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist. **Berlin: Springer- Verlag**, p. 375-449.

Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Groves, D.I., 1997a. Pb and S isotope signature of sulphides and constraints on timing and sources of Cu (Au) mineralization at the Camaquã and Santa Maria Mines, Caçapava do Sul, southern Brazil. **South American Symposium Isotopic Geology (SSAGI)**, São Paulo, Brasil, Resumo expandido, pp. 253– 255.

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, 155– 174.

Reynolds, R. C. Jr. 1996. NEWMOD<sup>®</sup> a computer program for the calculation of the one-dimensional diffraction patterns of mixed layered Clays. 8 **book Dr. Hanover, New Hampshire, USA.**

Ribeiro, M., Bocchi, P. R., Figueiredo Filho , P. M. e Tessari. R. I. (1966). Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. **Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM**, v.127, 232p.

Ribeiro, M. & Fantinel, L. M. 1978. Associações prototectônicas do Escudo Sul-Riograndense: tabulação e distribuição das associações prototectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Iberingia, série geológica**, 5:19-54.

Ribeiro, M. J. 1991. **Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil.** Unpublished, Ph. D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 416p.

Robertson, 1966. Revision of the stratigraphy and nomenclature of the rock units in Caçapava-Lavras region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. **Notas e Estudos**, 1(2), 41-54.

Ronchi, L.H., Lindenmayer, Z.G., Bastos Neto, A., Murta, C.R., 2000. O stockwork e a zona do minério sulfetado no arenito inferior da Mina Uruguai, RS. In: Ronchi L.H., Lobato, A.O.C. (Orgs) **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar.** UNISINOS/FAPERGS (Universidade do Vale do Rio dos Sinos/Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio Grande do Sul), São Leopoldo, p. 165–190.

Sartori, P. L. P. & Kawashita, K. 1985. Petrologia e geocronologia do Batólito Granítico de Caçapava do Sul, RS. IN: SIMP. SUL-BRAS.GEOL., 2. Florianópolis, **Atas...**, SBG. P. 102 – 115.

Shirozu, H & Bailey, S. W. (1965) Chlorite polytypism: III. Crystal structure of na orthohexagonal iron chlorite. **Amer. Mineral.** 50, 868-885.

Teixeira, G. 1937. Cobre no Rio Grande do Sul. Rio de Janeiro, **DNPM**, Divisão de Fomento da Produção Mineral, 29 p. (Avulso 22)

Teixeira, G., Gonzales, A.P., Gonzales, M.A., Licht, O.A.B., 1978a. Contribuição ao estudo de mineralizações cupríferas disseminadas no Distrito Minas do Camaquã. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, **Anais.**, vol. 4. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Recife, pp. 1644–1654.

Teixeira, G. 1978. Conteúdo de Prata e Ouro no minério de cobre nas Minas do Camaquã. IN: 30º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Atas...** Recife, p. 1633-1643.

Teixeira, G., Gonzales, A.P., Gonzales, M.A., Licht, O.A.B., 1978b. Situação das Minas do Camaquã, Rio Grande do Sul. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, **Anais.** . . , vol. 4. Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, pp. 1893– 1905.

Teixeira, G.; Gonzáles, A. P. 1988. Minas do Camaquã, município de Caçapava do Sul, RS. **Principais depósitos minerais do Brasil, DNPM**,v.III. p.33-41.

Veigel, R., 1989. **Evolução Diagenética e Mineralização Cu-Pb-Zn dos “Red-Beds” do Distrito de Camaquã - RS.** Dissertação de Mestrado. UnB - Universidade de Brasília. 185 pp.

Veigel, R. & Dardena, M. A.1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. **Rev. Bras. Geoc.** 20(1-4):55-67

Widner, W., Lima, E. V., Camazzato, E. & Lopes, R. C. 1997. Vulcânismo neoproterozóico-cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e aspectos texturais. **A terra em revista.** CPRM. 3; 19-27.

Wernich, E.; Hasui, Y.; Brito Neves B. B. 1978. As regiões de dobramentos nordeste e sudeste. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA., 30 (6), **Anais** 2493-2506.

## **2. ARTIGO CIENTÍFICO**

A seguir é apresentado artigo científico escrito pelo autor e submetido a Revista Pesquisas em Geociências.

**A CLORITIZAÇÃO NA MINA URUGUAI, MINAS DO CAMAQUÃ, RS –  
BRASIL.**

Guilherme Casarotto Troian<sup>1</sup>; André Sampaio Mexias<sup>2</sup> & Márcia Elisa Boscato Gomes<sup>2</sup>.

1. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do  
Rio Grande do Sul.

2. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Caixa Postal 15001 CEP 91501-970, Porto Alegre -RS.

Email: [guilhermetroian@gmail.com](mailto:guilhermetroian@gmail.com)

## 2.1 INTRODUÇÃO

As Minas do Camaquã localizam-se no município de Caçapava do Sul, porção centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul, distando aproximadamente 350 Km de Porto Alegre. No local ocorrem antigos prospectos minerais denominados de Mina Uruguai, Mina São Luiz e Jazida Santa Maria. A Mina Uruguai, objeto deste estudo, foi explorada através de galerias desde sua descoberta no ano de 1870 até 1979, quando sua exploração passou a ser a céu aberto.

A mineralização de Cu (Au, Ag) na Mina Uruguai já foi motivo de diversos estudos, com destaque para os trabalhos de Leinz e Almeida, 1941; Ribeiro, 1966; Teixeira e Gonzáles, 1988; Bettencourt, 1972; Veigel, 1990; Laux e Lindenmayer, 2000; Ronchi et al., 2000. Estes estudos objetivaram, principalmente, obter dados sobre o minério e sua origem, já que desde o início dos trabalhos exploratórios na Mina Uruguai, diferentes modelos genéticos e exploratórios foram propostos para gênese das mineralizações. Inicialmente se partiu de um modelo hidrotermal-magmático, passando a um modelo sedimentar-singenético e por fim o modelo Hidrotermal do tipo epitermal, sendo esta a hipótese mais aceita atualmente. Contudo ainda não se tem um conhecimento detalhado das assembléias minerais de alteração hidrotermal, como argilominerais e filossilicatos, as quais estão presentes em grande quantidade na área e que podem fornecer informações importantes com relação à proposição de um modelo metalogenético para região.

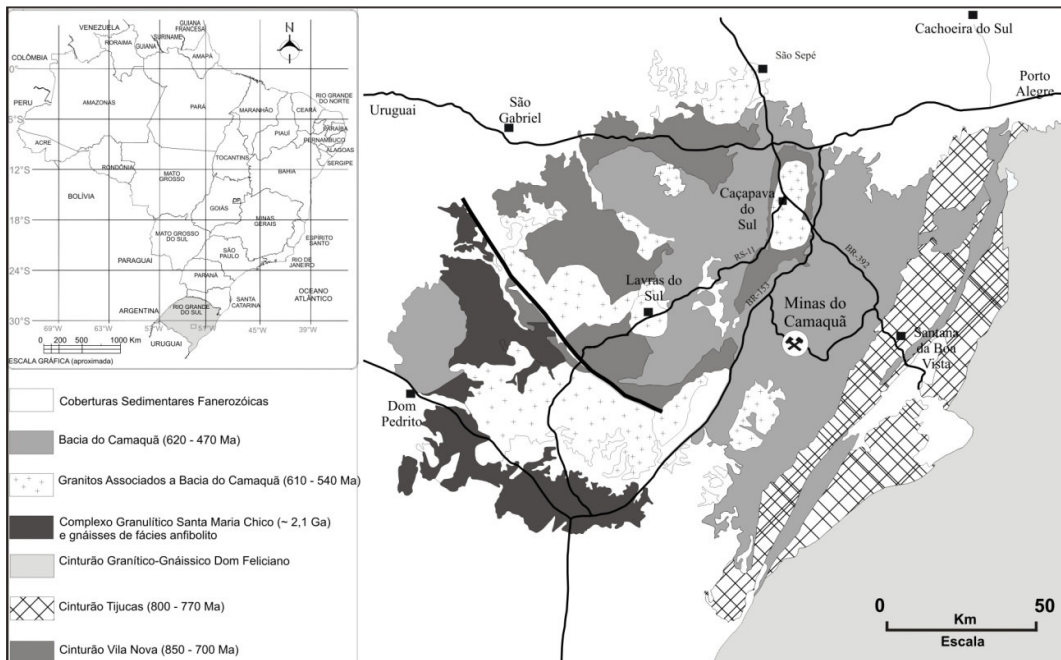
O presente trabalho tem como objetivo central a caracterização química e petrográfica das cloritas com a finalidade preencher lacunas referentes ao estudo do processo de alteração hidrotermal atuante na área.

A clorita é um importante produto do processo de alteração hidrotermal e da diagênese na área, ocorrendo em grande quantidade nos halos de alteração hidrotermal presentes nos arenitos e conglomerados encaixantes das mineralizações. Neste estudo serão apresentados (I) aspectos petrográficos de diferentes ocorrências de cloritas; (II) dados da estrutura cristalina através da difratometria de raios-X; (III) dados químicos e texturais das diferentes ocorrências obtidos através do Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV).

## 2.2 GEOLOGIA REGIONAL

### 2.2.1 A Bacia do Camaquã

As minas do Camaquã inserem-se no contexto evolutivo da Bacia do Camaquã (BC) que está situada no extremo sul do Brasil, mais precisamente na porção central do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) (fig. 8).



**Figura 8:** Compartimentação geológica simplificada do Escudo Sul-rio-grandense, modificado de Paim et al., 1999.

A Bacia do Camaquã está geneticamente relacionada aos processos tectono-magmáticos tardios do Cinturão Granítico-Gnáissico Dom Feliciano, e é entendida como um lócus deposicional onde foi preservado o registro da superposição de diversos tipos de bacias sedimentares, com características geológicas próprias e mecanismos de subsidência distintos (Paim et al., 1999).

Ribeiro et al (1966) apresentaram uma coluna estratigráfica do pré-Cambriano ao eo-Paleozóico para a BC, definindo do mais antigo ao mais jovem: Fm. Maricá, Grupo Bom Jardim subdividido em Fm. Arroio dos Nobres (Mb. Mangueirão e Vargas), e Fm. Crespos (Mb. Hilário e Rodeio Velho), e Grupo Camaquã subdividido em Fm. Santa Bárbara, Guaritas e conglomerado Coxilha.

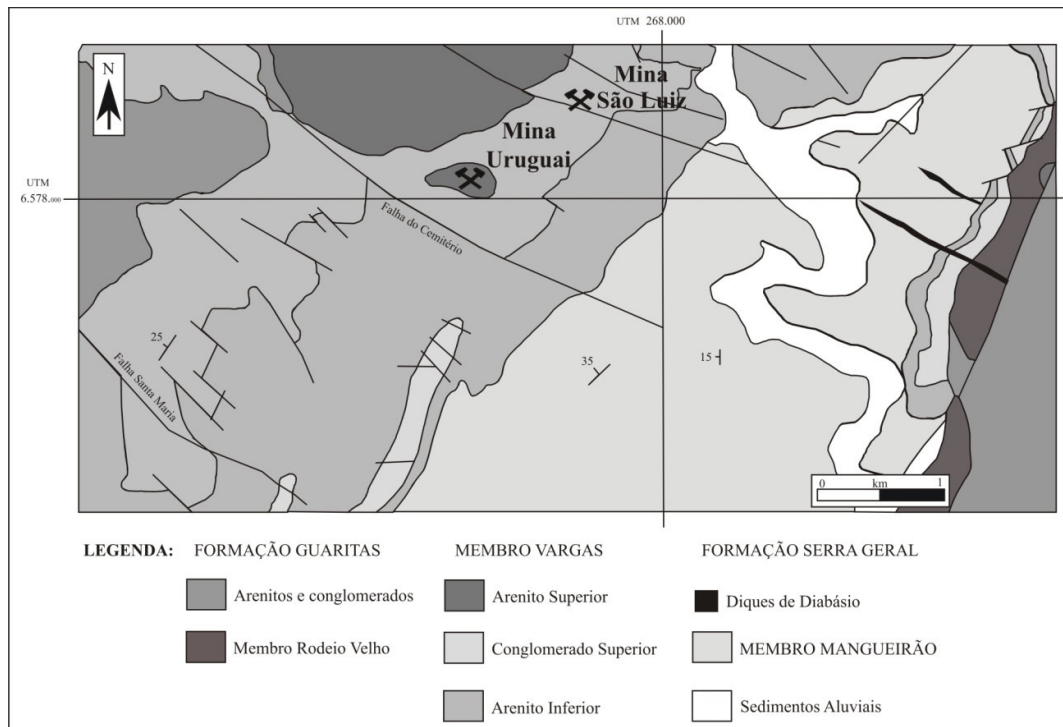


A sedimentação essencialmente clástica da Bacia do Camaquã foi contemporânea a uma importante atividade magmática (ca 550 Ma), que acompanhou o desenvolvimento da bacia, e é registrada no seu interior por rochas vulcânicas a vulcano-clásticas de composição básica a ácida (Paim et al., 1999).

### 2.3 GEOLOGIA LOCAL

As Minas do Camaquã localizam-se na parte central de um graben com direção geral nordeste. Dois sistemas de falhas principais ocorrem na área: um representado por falhas regionais com direção N20°-30°E, responsável pelos limites e pela compartimentação longitudinal do graben, e outro com direção N50°-70°W representado pelas principais estruturas mineralizadas.

Na área das Minas do Camaquã o Grupo Bom Jardim ocupa o núcleo da chamada Janela Bom Jardim (Teixeira & Gonzales, 1988), constituindo uma estrutura com mergulho para noroeste, recoberta por rochas horizontalizadas da Formação Guaritas, pertencentes ao Grupo Camaquã. Na figura 9 é apresentado a mapa geológico da região das Minas do Camaquã.

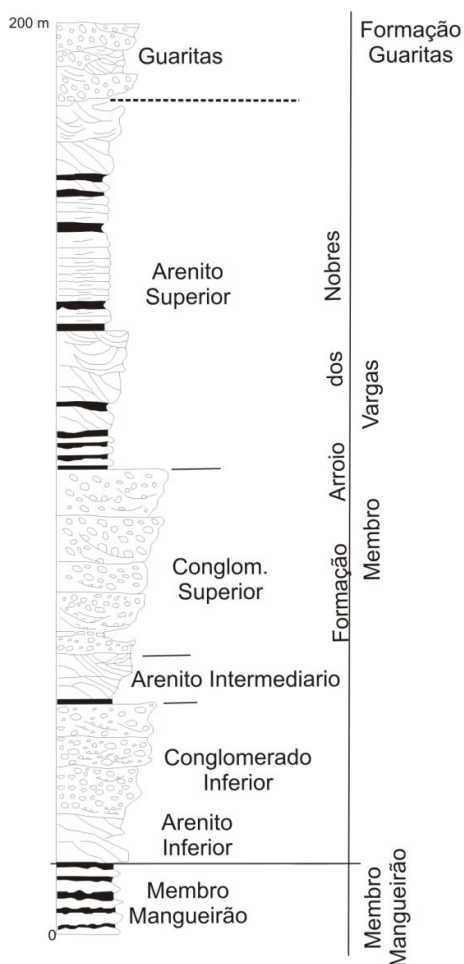


**Figura 9:** Mapa geológico da região das Minas do Camaquã mostrando a localização da Mina Uruguai, modificado de Remus (2000).

Na Mina Uruguai (MU) a exploração se deu através de galerias e a céu aberto. A cava principal a céu aberto apresenta aproximadamente 250m de profundidade, 450m de largura e 700m de comprimento segundo direção NW-SE (Teixeira & Gonzáles, 1988). Na área da MU, as rochas aflorantes são representadas pela formação Arroio dos Nobres, a qual foi dividida em dois membros: Membro Mangueirão e Membro Vargas, sendo as rochas deste último hospedeiras das mineralizações de Cu-Pb-Zn (Au). Na figura 10 é apresentada a coluna estratigráfica proposta por (Ribeiro, 1966) e modificada por Faccini et al . (1987).

O Membro Mangueirão apresenta aproximadamente 200m de espessura é caracterizado pela intercalação de arenitos finos e siltitos micáceos marrom avermelhados. O Membro Vargas consiste de uma seqüência de conglomerados e arenitos arcoseanos imaturos. Teixeira & Gonzáles, 1988, subdividiram o Membro Vargas na área da mina Uruguai em cinco unidades litológicas, que são da base para o topo, (I) Arenito Inferior: arenitos finos a médios com intercalações centimétricas de siltitos e arenitos conglomeráticos; (II) Conglomerado Inferior: composto por conglomerados finos a médios intercalados com arenitos médios a conglomeráticos; (III) Arenito intermediário: apresenta arenitos finos a médios; (IV) Conglomerado superior: conglomerados grosseiros a médios, muito mal selecionados com clastos de rochas graníticas, quartzitos, riolitos, piroclásticas, milonitos, feldspatos, quartzo mono e policristalino, xistos e fragmentos de rocha sedimentar; e (V) Arenito superior: arenitos finos a médios com intercalações milimétricas siltico-argilosas de cor marrom.

Quanto mais se afasta da zona mineralizada, se observa um aumento na quantidade de illita sobre a clorita, não havendo indícios de hidrotermalismo. Isso vai de acordo com o já descrito por Altamirano & Formoso (1982). Neste trabalho os autores descrevem uma predominância de illita em relação a clorita na Formação Cerro dos Martins (Grupo Bom Jardim), com razões illita:clorita chegando a 9:1



**Figura 10:** Coluna estratigráfica da Bacia do Camaquã na região das minas do Camaquã, proposta por Faccini et al. (1987).

## 2.4 MINERALIZAÇÕES

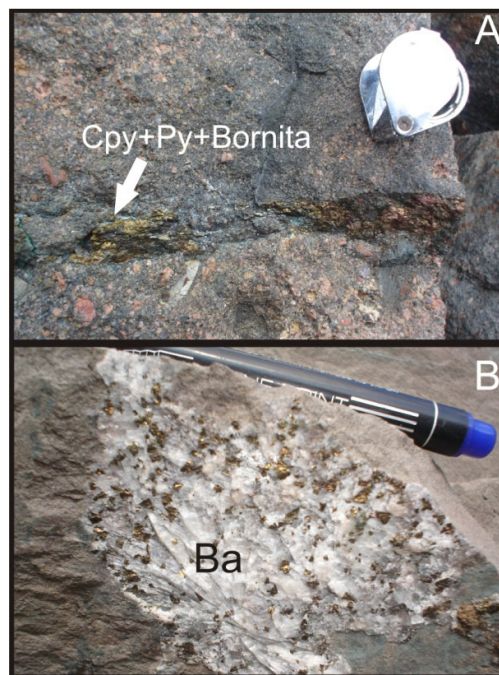
O minério de Cu (Au+Ag) na Mina Uruguai é encontrado disseminado nos sedimentos arenosos e conglomeráticos, na forma de sulfetos maciços em filões e preenchendo pequenas fraturas (Teixeira & Gonzáles, 1988). Próximo à superfície há uma zona de oxidação, onde o minério contém pequenas quantidades de ouro e prata (Bettencourt, 1972).

O minério filoneano apresenta-se condicionado por falhamentos que possuem direção variando entre N50°W e N80°W com mergulho tendendo a vertical. Em superfície, as falhas se prolongam para fora da zona mineralizada, sendo preenchidas por quartzo, hematita, barita e argilas (Bettencourt, 1972; Teixeira & Gonzáles, 1988; Ribeiro, 1991). As falhas formam zonas brechadas na parte central do

corpo mineralizado (Bettencourt, 1972) com filões discordantes em relação às rochas sedimentares, cuja direção das camadas é N20°-30°E com mergulhos médios de 30° para NW.

Na zona mineralizada, a margem dos veios está marcada por intensa alteração hidrotermal representada por silicificação, cloritização, caulinição e sulfetação. A composição mineralógica dos veios consiste em quartzo, pirita, calcopirita, bornita, hematita e ouro. Calcita e barita representam as fases tardias, ocorrendo disseminadas e como veios com até 15cm de espessura nos arenitos e conglomerados

O minério disseminado é observado principalmente nos arenitos e conglomerados, predominando no topo do Conglomerado Inferior e no Arenito Intermediário. Esse tipo de minério predomina nos contatos litológicos e só não foi encontrado no Arenito Superior (Leinz e Almeida 1941; Bettencourt, 1972; Teixeira & Gonzáles, 1988; Veigel e Dardene, 1990; Ribeiro, 1991). Ele é interpretado por diversos autores como parte das zonas de alteração hidrotermal que se desenvolveram ao redor dos veios, representando a manifestação lateral do controle estrutural da mineralização, com os sulfetos ocupando a porosidade secundária da rocha encaixante (Leinz e Almeida, 1941; Bettencourt, 1972, Laux, 1999; Ronchi et al., 2000) (Fig. 11).



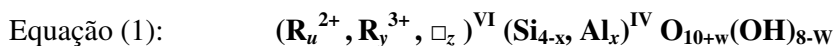
**Figura 11:** Em (A) minério preenchendo fratura centimétrica em conglomerado; em (B) calcopirita associado à barita em arenito. Onde Cpy- Calcopirita; Py-pirita e Ba-barita.

## 2.5 O ESTUDO DAS CLORITAS

A clorita é um argilomineral encontrado em uma grande variedade de ambientes geológicos, incluindo rochas sedimentares, rochas de baixo grau metamórfico e na alteração hidrotermal (Deer *et al*, 1966) A clorita se forma através da substituição de minerais pré-existentis (geralmente ferro-magnesianos) ou precipitando diretamente da solução.

A estrutura ideal desses aluminossilicatos hidratados é caracterizada pela alternância regular octaédrica (camada hidroxilada) e tetraedro-octaedro-tetraedro (2:1) (Bailey, 1988 a) e Bayliss (1975).

Esse mineral apresenta uma ampla variação de composição e sua fórmula química pode ser expressa conforme a equação 1 (Caritat *et al*, 1993):



Onde:  $u + y + z = 6$  ;

$z = (y-w-x)/2$  ;

w geralmente é zero ;

$\mathbf{R}^2$  é  $\text{Fe}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$  ;

$\mathbf{R}^3$  é  $\text{Al}^{3+}$  ou  $\text{Fe}^{3+}$  e,

$\square$  é a representação de vacâncias estruturais.

Não são representados nesta equação elementos que ocorrem em menor quantidade na camada octaédrica da clorita, tais como Cr, Ti, Ni, Mn, V, Cu and Li.

Grande parte dos trabalhos que tratam da composição e classificação das cloritas são baseados em cloritas metamórficas e de ambientes hidrotermais (Hey, 1954; Foster, 1962 e Bayliss 1975).

Uma das substituições mais comuns nas cloritas é a do tipo  $\text{Mg}^{\text{VI}}\text{Si}^{\text{IV}}$  -  $\text{Al}^{\text{VI}}\text{Al}^{\text{IV}}$ , que conduz a uma redistribuição de carga entre a camada tetraédrica e a camada octaédrica, mas mantendo o balanço de cargas (Caritat *et al*, 1993)

Teoricamente, a substituição tetraédrica de  $\text{Si}^{4+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  deveria ser acompanhada por uma equivalente substituição octaédrica de  $\text{R}^{2+}$  por  $\text{Al}^{3+}$  para manter o balanço de carga e, portanto, os valores de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  e  $\text{Al}^{\text{VI}}$  devem ser equivalentes. Se  $\text{Al}^{\text{VI}} > \text{Al}^{\text{IV}}$ , então  $\text{R}^{3+}$  (octaedro) maior que  $\text{Al}^{\text{IV}}$  pode ser interpretado como tendo substituído

$R^{2+}$  em uma relação de 2:3. Reciprocamente, se  $Al^{VI} < Al^{IV}$ , então a maior quantidade de  $R^{3+}$  (octaedro), na forma de  $Fe^{3+}$ , por exemplo, pode ser interpretado como tendo substituição de  $Al^{VI}$  em uma relação 1:1 (Caritat *et al.* 1993).

Uma indicação da extensa substituição tetraédrica de  $Si^{4+}$  por  $Al^{3+}$  em cloritas é determinada pela grande gama de composições observada nos tetraedros. Foster (1962) encontrou valores de  $Si^{IV}$ . A partir de uma compilação de 150 análises, entre 2,34 e 3,45 com 99% destes valores caindo dentro do intervalo de 2,40-3,40. Assim, o valor de  $x$  na Equação 1 varia principalmente entre 0,6 e 1,6 para cloritas metamórficas/hidrotermais. Ainda segundo a autora, o número de vacância octaédrica geralmente ocorre entre 0 e 0,3 posições.

Diversos trabalhos foram realizados com o objetivo de se identificar politipos de clorita, com destaque para Bailey & Brown (1962), Shirozu & Bailey (1965), Hayes (1970) and Bailey (1988b). A maneira no qual se empilham a camada hidroxilada e a camada 2:1 no eixo  $z$ , definem os politipos de clorita. Há vários modos possíveis de empilhamento, e estes são derivados da variação de posição e orientação do hidróxido intercamada sobre camada 2:1 fixa. Bailey & Brown (1962) mostraram seis possíveis posições teóricas para as assembléias camada-intercamada. Destes seis politipos, foram observados quatro na natureza:  $11b$ ,  $Ib$  ( $90^\circ$ ),  $Ib$  ( $97^\circ$ ), e  $Ia$  (em ordem decrescente de abundância). Em prática, politipos de clorita são identificados com base na posição das reflexões ( $h0l$ ) em DRX de cloritas desorientadas. Hayes (1970) propôs um arranjo adicional de empilhamento para clorita altamente desorientada,  $Ib_d$ , exibindo forte reflexões ( $00l$ ) e fracas reflexões ( $h0l$ ).

Cloritas de ambientes de baixa-temperatura, como encontradas em rochas diagenéticas e de baixo grau metamórfico, exibem algumas diferenças composicionais quando comparadas com cloritas presentes em rochas de alto grau metamórfico e hidrotermais (Curtis *et al.*, 1985). Por exemplo, cloritas diagenéticas (ou sedimentares) tendem a apresentar maiores conteúdos de Si e mais baixos teores de (Fe + Mg) (Hillier & Velde, 1990). Assim, com o aumento de temperatura, as cloritas se tornam menos silicosas, e mais ricas em (Fe + Mg), aumentando o número de ocupações octaédricas. Esta transição deve ser acompanhada por um aumento de  $Al^{IV}$  e uma diminuição de  $Al^{VI}$

## 2.6 MATERIAIS E MÉTODOS

Foi realizada uma detalhada descrição petrográfica de amostras coletadas na cava da mina e de três furos de sondagem realizados pela Companhia Brasileira do Cobre (CBC), sendo dois superficiais (PSU – 45 e U - 72) e um em sub-superfície (U180/94-30), o objetivo foi observar a ocorrência de argilominerais e sua relação textural com os demais minerais presentes na rocha, assim como a ordem cronológica de eventos hidrotermais e/ou diagenéticos.

A análise petrográfica das amostras foi realizada pela técnica de microscopia óptica, utilizando o Microscópio Zeiss-Axiolab (Carl Zeiss, Axiolab pol.), do Laboratório de Microscopia do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPQq), UFRGS.

A difratometria de raios X (DRX) foi utilizada para análise mineralógica e determinação de espécies de argilominerais e seus politipos, em cada um dos ambientes selecionados a partir da petrografia. Baseado na intensa presença de clorita assim como em suas diferentes formas de ocorrência, foram escolhidas 32 amostras para análise mineralógica total (amostra em pó) e 21 para análise das frações (<10, <5 e <1 $\mu$ m) dos argilominerais (amostra orientada natural). O equipamento utilizado foi um difratômetro SIEMENS BRUKER-AXS Modelo D5000, com goniômetro  $\theta$ - $\theta$ , pertencente ao Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). A radiação é CuK $\alpha$  em tubo de Cobre nas condições de 40 kV e 25 mA. A velocidade e o intervalo de varredura do goniômetro para cada tipo de análise foram as seguintes: Amostra em Pó: 1 segundo para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 72° 2 $\theta$ ; Amostra Orientada Natural: 2 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 28° 2 $\theta$ ; Amostra Orientada Glicolada: 3 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 2° a 28° 2 $\theta$ ; a para Politipos: 5 segundos para 0,02° de degrau do goniômetro de 31° a 53° 2 $\theta$ .

As composições quantitativas das cloritas foram obtidas utilizando-se um Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) (JEOL 5600 LV) com EDS acoplado (diodo de Si(Li)), na Universidade de Poitiers/França. As condições analíticas foram de 15kV de voltagem e corrente da sonda de 0,6-0,7 nA. Também foram realizadas observações morfológicas no microscópio eletrônico Jeol JSM-5800 com detectores de elétrons secundários (SEM), do Centro de Microscopia Eletrônica da UFRGS.

Para cálculo estrutural das cloritas analisadas a quantidade de  $\text{Fe}^{2+}$  presente foi considerada como sendo  $\text{Fe}_{\text{total}}$ , não distinguindo  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$ .

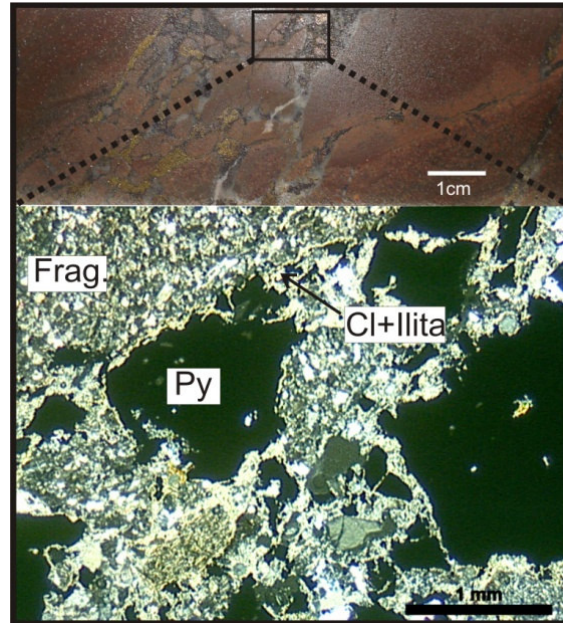
Utilizando-se o programa Reynolds Newmod©, foi feita a modelagem por simulação de 20 diferentes difratogramas que indicam diferentes composições de cloritas. Neste tipo de modelagem a composição da clorita é expressa através da proporção de Fe no octaedro 1 (2:1) e no octaedro 2 (hidroxilado). Isso fica evidenciado pela maior intensidade do pico 002 em relação ao pico 001, sendo que quanto maior a diferença entre os dois picos mais rica em Ferro é a clorita. A partir do programa foram modelados 20 difratogramas padrões, os quais foram comparados aos difratogramas obtidos através da análise por difratometria de raios X de 28 amostras de argilominerais em diferentes frações (<10, <5 e <1 $\mu\text{m}$ ), e que representam as diferentes ocorrências de clorita identificadas na petrografia. Cabe ressaltar que a comparação foi feita apenas utilizando-se os difratogramas das frações <10 e <1 $\mu\text{m}$ , pelo fato de não haver diferença significativa entre as análises das frações <10 e <5 $\mu\text{m}$ .

## **2.7 RESULTADOS**

### **2.7.1 Petrografia**

Na análise petrográfica foram identificadas em escala microscópica zonas de brecha que ocorrem principalmente nos arenitos (Fig. 12). São formadas por fragmentos angulares de arenitos e cimentadas por hematita, carbonatos, quartzo, barita e sulfetos. Também ocorrem pequenas quantidades de clorita e ilita nas bordas dos sulfetos. Essas brechas ocorrem associadas a grandes estruturas de direção NW, geralmente junto a veios de hematita, barita e de quartzo.





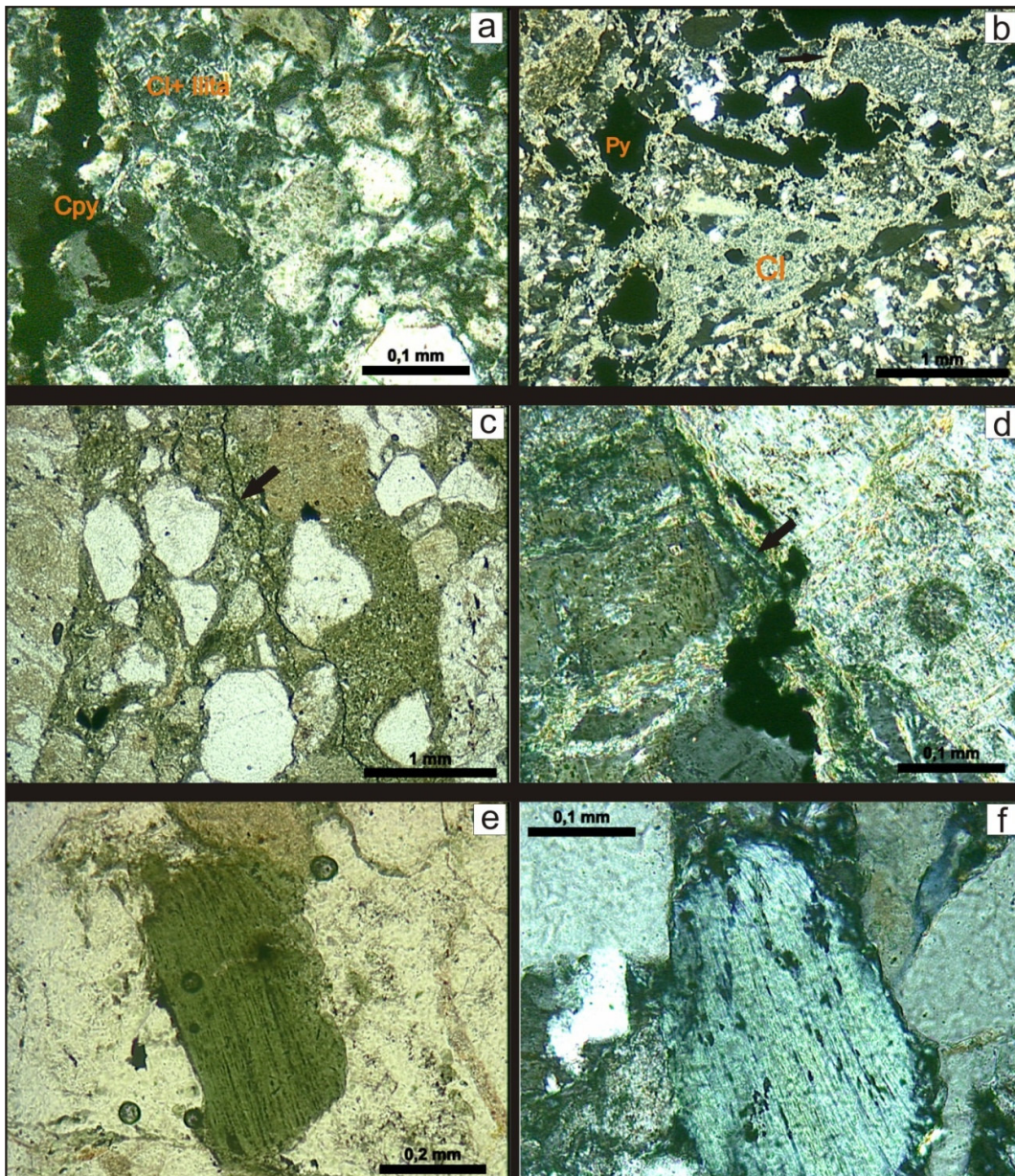
**Figura 12:** Foto macro e microscópica mostrando zona de brecha em arenito.

A clorita é o argilomineral mais abundante nas rochas afetadas pela alteração hidrotermal na Mina Uruguai. Através de estudos petrográficos foi possível identificar três diferentes ocorrências deste mineral, (Fig 13).

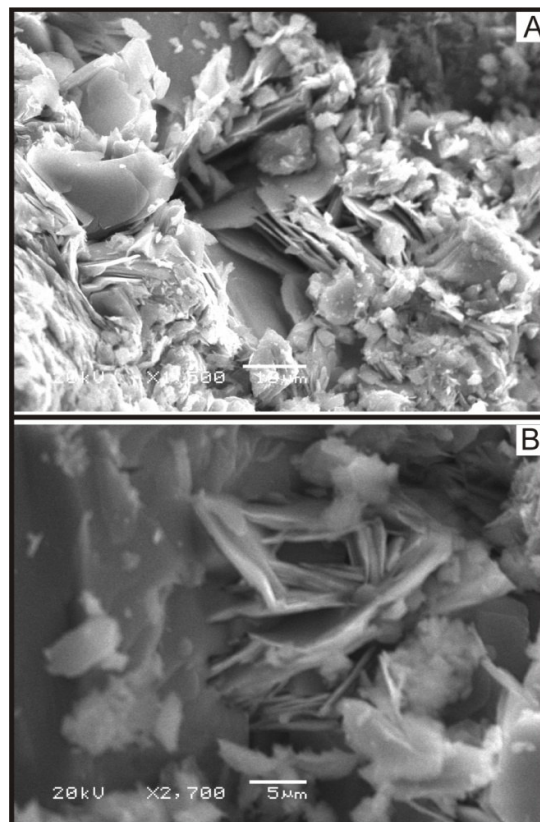
A clorita I ocorre em sua grande maioria alterando, quase que totalmente, o cimento diagenético formado por mica branca. Esta intensa alteração faz com que a clorita chegue a ocupar até 60% das rochas de granulometria mais fina (arenitos e siltitos), dando tons esverdeados às mesmas. Conforme observado por Bettencourt (1972) a transição minério-rocha encaixante nos veios é feita diretamente pela clorita. Quando se observa a morfologia da clorita I no MEV se percebe a ocorrência de diferentes frações de clorita, podendo as maiores chegar a aproximadamente 10  $\mu\text{m}$ , (Fig. 14).

A clorita II ocorre como veios preenchendo fraturas milimétricas discordantes com a estratificação sedimentar. Esses veios ocorrem localmente e geralmente apresentam illita e sulfetos (pirita e calcopirita) associados com a clorita. A Clorita II é freqüentemente observada em associação com hematita vênular.

A clorita III altera minerais detríticos e diagenéticos como biotita, muscovita e illita. Na maioria dos casos a alteração é total, formando pseudomorfos, sendo que quanto mais se afasta da zona mineralizada essa alteração ocorre em menor grau.



**Figura 13:** Fotomicrografias mostrando as diferentes ocorrências de clorita presentes na MU. **Clorita I:** **A** – formação de clorita junto à microveio de calcopirita em arenito; **B** – Clorita como matriz em zona de microbrecha em arenito. Notar a presença de cristais de ilita ao redor de fragmentos do arenito; **Clorita II:** **C** – Microveio de clorita cortando matriz cloritizada de uma microbrecha em conglomerado; **D** – Fotomicrografia mostrando veio de clorita cortando veio de ilita. Notar a presença de sulfetos junto ao veio de clorita; **Clorita III:** **E** - Cristal detrítico de biotita levemente alterado a clorita em conglomerado distante da zona mineralizada; **F** - Clorita alterando totalmente biotita detrítica, formando pseudomorfos. Notar que a alteração mais intensa ocorre na borda do grão.



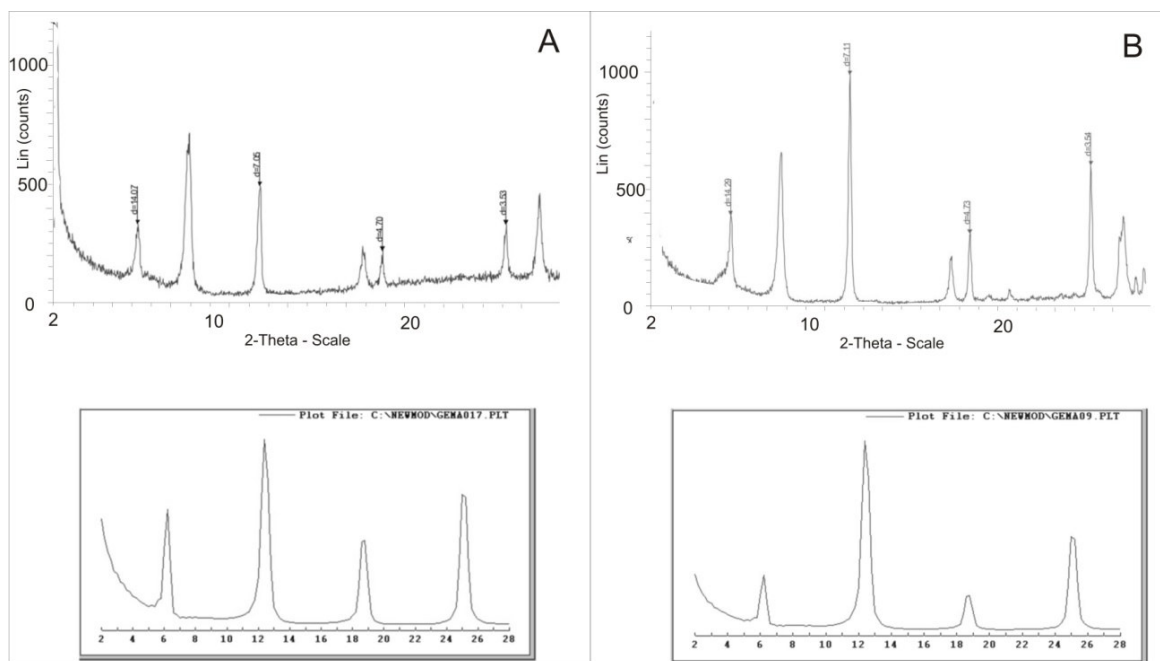
**Figura 14:** Feições morfológicas das cloritas presentes na matriz dos conglomerados da MU.

### 2.7.2 Difração de Raios X (DRX)

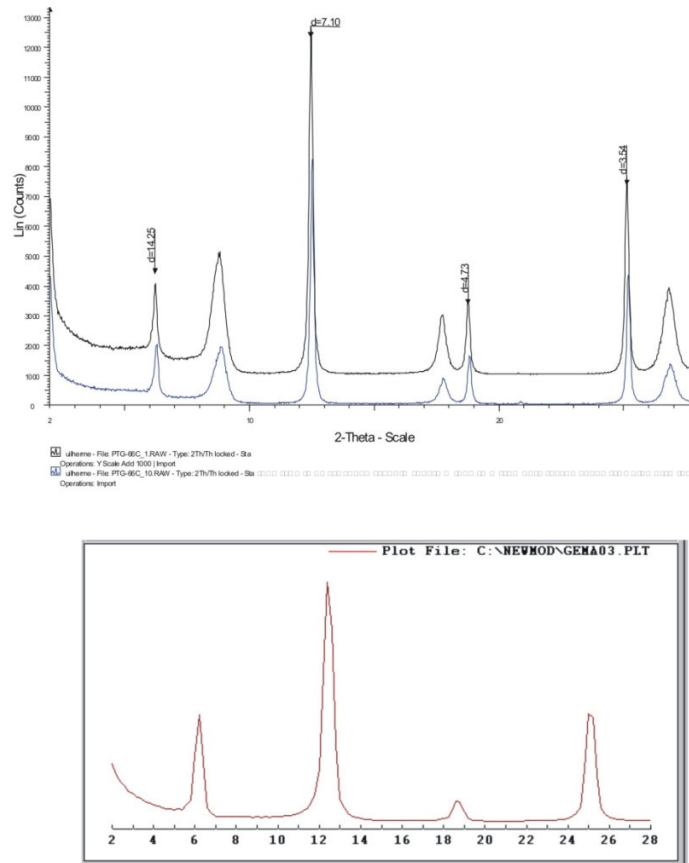
Através do programa Reynolds *Newmod*<sup>®</sup> foram modelados difratogramas objetivando identificar variações na composição das cloritas. A comparação entre os padrões modelados e os difratogramas obtidos pela DRX resultou na identificação de variações nos padrões para cada tipo de ocorrência de clorita. Ressalta-se que pela impossibilidade de desagregar a clorita III da rocha a mesma não foi analisada por este método.

A clorita I, que ocorre na matriz das rochas, apresenta diferença quando comparada as diferentes frações, sendo as cloritas <1µm enriquecidas em  $Mg^{2+}$  e as <10µm com leve tendência de enriquecimento em  $Fe^{2+}$ , conforme observa-se na figura 15. Essa diferença não se confirma nas cloritas localizadas na matriz das rochas distantes da “zona mineralizada”, onde ambas as frações apresentam enriquecimento em  $Mg^{2+}$ .

Já a clorita II, que ocorre em veios e nos filões junto com hematita, apresentou uma tendência à ser rica em  $\text{Fe}^{2+}$ , não havendo diferença significativa entre as diferentes frações analisadas. Pode-se notar na figura 16 o alto grau de “cristalinidade” destas cloritas representado pelos picos no difratograma.



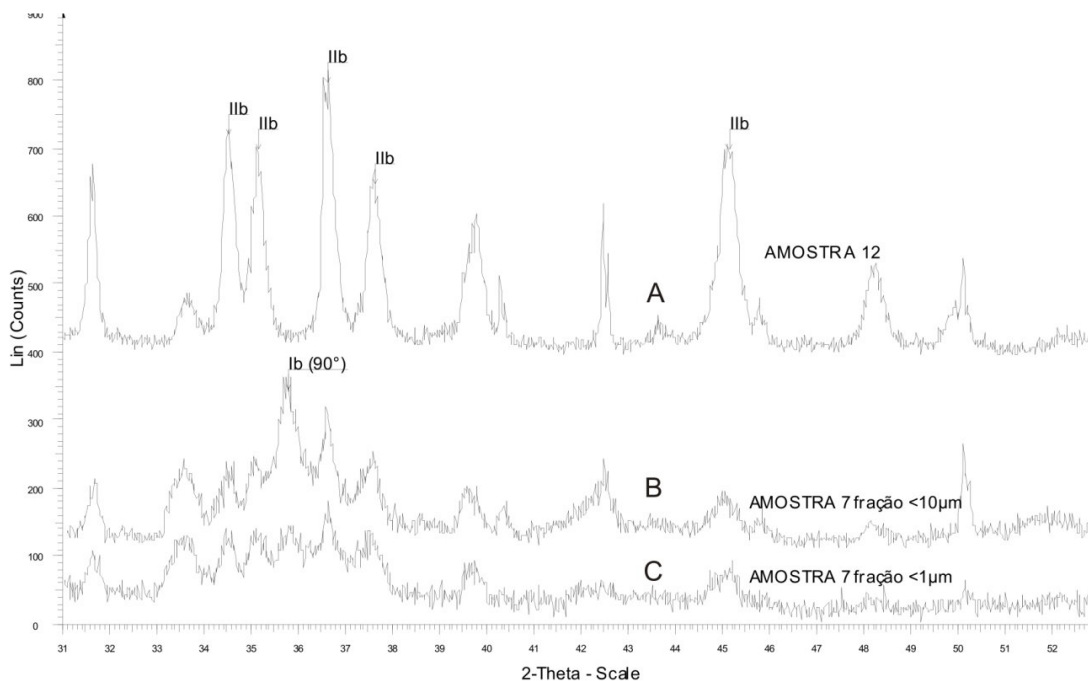
**Figura 15:** Em (A) clorita I fração  $<1\mu\text{m}$ : difratograma e modelo gerado por simulação onde a proporção de ferro é 0,75 no octaédrio (2:1) e 0,75 no octaédrio (hidroxilado); e em (B) clorita I fração  $<10\mu\text{m}$ : difratograma e modelo gerado por simulação onde a proporção de ferro é 2 no octaédrio (2:1) e 2 no octaédrio (hidroxilado). A maior diferença de intensidade dos picos (002) e (001) nas frações maiores indica o enriquecimento em  $\text{Fe}^{2+}$  da camada octaédrica 2:1



**Figura 16:** Difratoograma resultante da análise por difratometria de raios-X da clorita II nas frações <1 e <10 $\mu$ m; e modelo gerado por simulação onde a proporção de ferro é 2,5 no octaédrio (2:1) e 2,5 no octaédrio (hidroxilado). Notar a grande diferença de intensidade entre os picos (001) e (002).

### Politipos

A análise dos politipos realizada através da DRX indicou variações para as diferentes ocorrências de cloritas, sendo o resultado das análises apresentado na figura 10. A clorita II que ocorre em veios e com frações de aproximadamente 10  $\mu$ m indicaram politipo IIb (Fig. 17 A). A clorita I apresentou variação nos resultados quando analisada em diferentes frações granulométricas, sendo que a fração <1  $\mu$ m apresenta tanto politipo Ib (90<sup>0</sup>) como IIb (Fig. 17 C) e na fração < 10  $\mu$ m predomina o politipo estrutural Ib (90<sup>0</sup>) (Fig. 17 B).

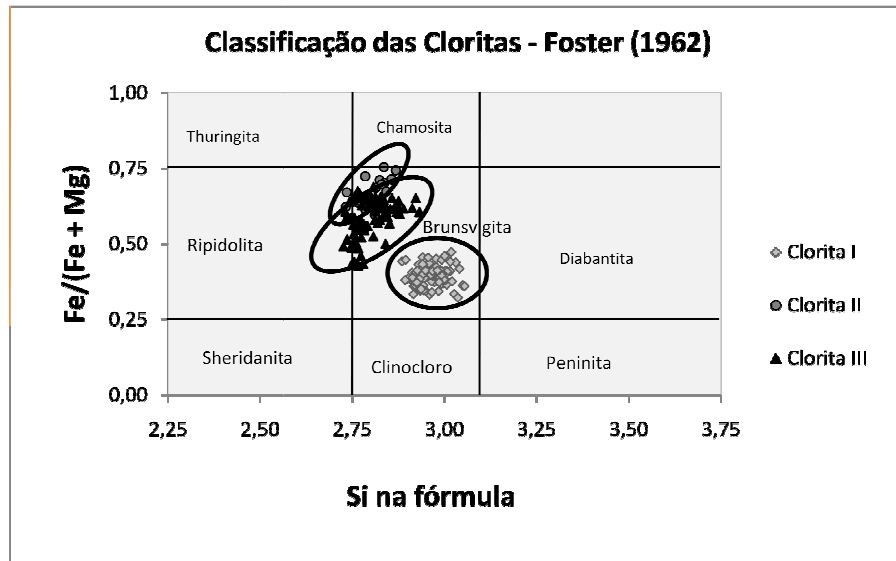


**Figura 17:** Difratograma dos politipos das cloritas. Em A, clorita II em B clorita I <10 µm e em C clorita I <1 µm.

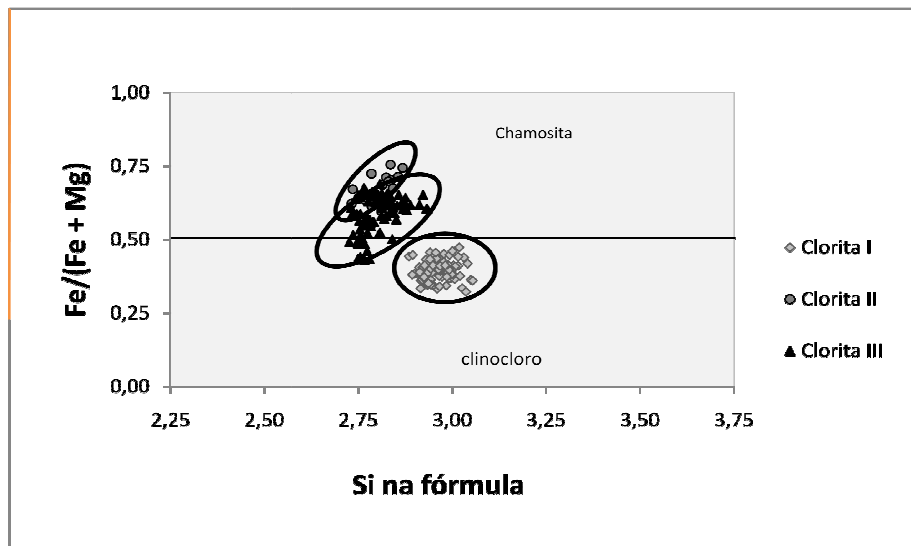
### 2.7.3 Química Mineral

Microanálises químicas por EDS em Microscópio Eletrônico de Varredura foram realizadas nas diferentes ocorrências de clorita identificadas na petrografia (cloritas I, II e III). Estas análises tiveram como objetivo a caracterização química dos diferentes tipos de clorita a fim de auxiliar no reconhecimento da sua origem e no estabelecimento de relações com as condições de deposição dos minerais de minério.

Utilizando-se a classificação de Foster (1962) (Fig.18), observa-se que a grande maioria das cloritas analisadas plotam no campo da Brunsvigita, como também observado por Lima (1998). Porém, fica clara a tendência a composição rica em  $Fe^{2+}$  da clorita II e em  $Mg^{2+}$  da clorita I sendo a clorita III de composição intermediária. Essa diferenciação pode ser facilmente observada quando utilizamos a classificação proposta por Bayliss (1975) e adotada pelo Comitê de Nomenclatura da AIPEA (Fig. 19). Assim, pode-se classificar a clorita I como Fe-clinocloro, a clorita II como chamosita e a clorita III como Mg-chamosita.

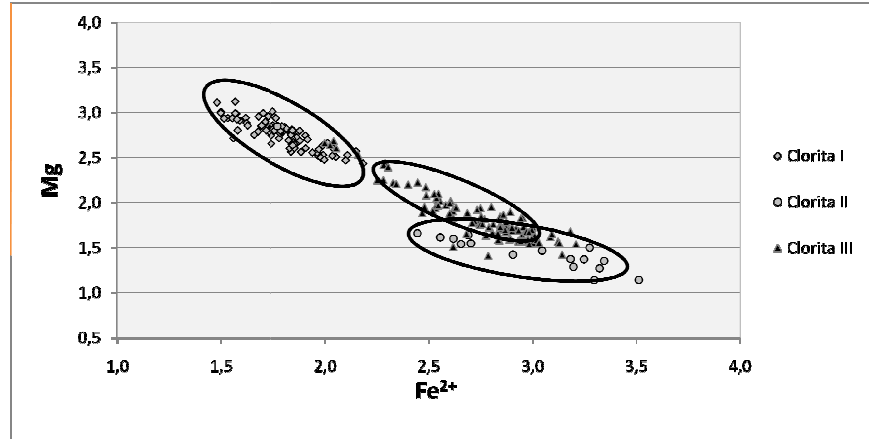


**Figura 18:** Diagrama Si x Fe/(Fe+Mg) mostrando as cloritas analisadas segundo a classificação proposta por Foster (1962).



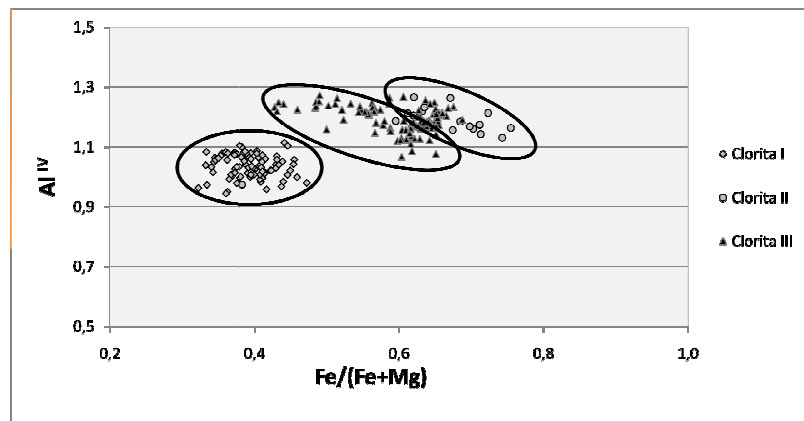
**Figura 19:** Classificação das cloritas proposto por Bayliss (1975) e adotada pelo Comitê de Nomenclatura da AIPEA. A diferença composicional permite classificar a clorita I como Fe-clinocloro, a clorita II como chamosita e a clorita III como Mg-chamosita

As substituições de  $Si^{4+}$  - Al nos tetraedros e  $Fe^{2+}$  -  $Mg^{2+}$  nos octaedros representam as principais modificações que ocorrem nas cloritas. A correlação  $Fe^{2+}$  -  $Mg^{2+}$  é apresentada na figura 20. Pode-se observar a variação dos diferentes tipos de cloritas analisadas mostrando três diferentes tendências químicas.



**Figura 20:** Gráfico representando a variação nas concentrações de  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Mg}^{2+}$  nas cloritas analisadas na MU.

No gráfico da figura 21 é representada a variação do  $\text{Al}^{\text{IV}}$  em função das diferentes quantidades da razão  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ . As cloritas geralmente apresentam proporção direta na razão  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  e  $\text{Al}^{\text{IV}}$  sendo esta variação consistente com a concomitante substituição de  $\text{Fe} + \text{Al}$  por  $\text{Mg} + \text{Si}$  (Teagle e Alt 2004). As cloritas analisadas contêm  $\text{Al}^{\text{IV}}$  variando entre 0,9-1,3 enquanto  $\text{Al}^{\text{VI}}$  varia de 1,1 a 1,5, apresentando um aumento de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  à medida que há aumento nas razões  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  (clorita I), feição também observada por Kranidiotis & MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995).



**Figura 21:** Gráfico mostrando a relação inversa entre  $\text{Al}^{\text{IV}}$  e a razão  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  para as cloritas analisadas.

Na figura 22 as composições das cloritas analisadas estão representadas no diagrama proposto por Wiewiora & Weiss (1990). O diagrama mostra a relação entre  $\text{Si}^{4+}$ ,  $\text{R}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$  e ocupação octaédrica, onde  $\text{Si}^{4+}$  e  $\text{R}^{2+}$  são apresentados nos eixos





a serem enriquecidas em  $\text{Fe}^{2+}$ . Já a fração  $<1\mu\text{m}$  apresenta predominantemente polítipo I Ib e uma tendência a composição mais magnesianas. As análises químicas ao MEV confirmaram a tendência observada na DRX mostrando a composição predominantemente magnesianas da clorita (I).

Com esse trabalho se pode evidenciar que as frações mais finas ( $< 1\mu\text{m}$ ) presentes na matriz das rochas sejam produto da diagênese atuante na área. Já as frações maiores ( $<10\mu\text{m}$ ) ocorrem sobre a fração mais fina e provavelmente apresentam origem hidrotermal.

A Clorita (III), classificada como Mg-chamosita, ocorre alterando os clastos de minerais ferro-magnesianos presentes na matriz dos conglomerados, e apresenta composição química intermediária entre a clorita (I) e a clorita (II). Devido a dificuldade de desagregação e separação deste tipo de clorita, não foram realizadas análises de seus polítipos. As análises morfológicas e químicas indicam que estas cloritas apresentam origem hidrotermal e que tenham sido formadas no mesmo evento de geração das granulometrias maiores presentes na matriz.

A Clorita II, classificada como chamosita, ocorre em veios milimétricos cortando a rocha previamente cloritizada (clorita I e III). Tanto a análise por DRX quanto a microanálise no MEV mostraram a composição predominantemente ferrosa destas cloritas, que estruturalmente apresentam polítipos I Ib.

A variação na quantidade de ferro das cloritas geradas por processos hidrotermais (Clorita I  $<10\mu\text{m}$  e Clorita II) fornecem indícios da ocorrência de pelo menos dois pulsos no processo de alteração hidrotermal. Um teria sido responsável pela intensa alteração da matriz e dos clastos das rochas e outro pela geração dos veios e vênulos tardios da Clorita II que cortam a Clorita I  $<10\mu\text{m}$ . A variação na quantidade de  $\text{Fe}^{2+}$  dos dois diferentes fluidos responsáveis pela cristalização das cloritas fica evidenciada pela associação de co-geneticidade da Clorita II com a hematita, mostrando que o fluido final foi muito mais enriquecido em ferro que o fluido precoce que cristalizou a Clorita I  $<10\mu\text{m}$ . A composição intermediária (entre clorita I e II) da clorita III sugere a influência da composição química do mineral detrítico na composição da clorita.

No geral as cloritas apresentam proporção direta na razão  $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$  e  $\text{Al}^{\text{IV}}$ , sendo esta variação consistente com a concomitante substituição de  $\text{Fe}^{2+} + \text{Al}$  por  $\text{Mg}^{2+} + \text{Si}$  (Teagle & Alt 2004). As cloritas analisadas apresentam  $\text{Al}^{\text{IV}}$  variando entre 0,9-1,3 enquanto  $\text{Al}^{\text{VI}}$  varia de 1,1 a 1,5, com um aumento de  $\text{Al}^{\text{IV}}$  à medida que há

aumento nas razões Fe/Fe+Mg (clorita I), feição também observada por Kranidiotis e MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995). Este aumento pode ser atribuído a mudanças de tamanho dos cátions e a ajustes estruturais, pelo fato de que o aumento da substituição de Al<sup>IV</sup> por Si<sup>4+</sup> gera deficiência de carga que é suprida, pelo menos em parte, pela entrada de Fe<sup>2+</sup> +Mg<sup>2+</sup> na camada octaédrica. As razões Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> apresentam valor médio de 0,88, sugerindo que há um desequilíbrio de carga gerado pela substituição Al<sup>IV</sup>/Si no tetraedro, sendo esta diferença de carga não compensada pela presença de Fe<sup>2+</sup> ou Mg<sup>2+</sup> na camada octaédrica.

O fato de que tanto a clorita I <1µm (diagenética rica em magnésio) quanto a clorita II (hidrotermal rica em ferro) apresentarem politipo IIb é explicado por este ser o politipo mais estável, podendo terem sido formadas em ambientes com grande variação de temperatura (50 – 300 °C) (Walker, 1989). No trabalho de Hayes (1970) o politipo IIb é considerado como característico de cloritas geradas a partir de metamorfismo de alta temperatura. Contudo, Walker (1993) estudando cloritas autigênicas formadas a partir de metamorfismo de muito baixo grau em pelitos e rochas vulcânicas ao norte de Maine são exclusivamente IIb. O autor sugere que para se analisar politipos de cloritas como geotermômetros, deve se levar em consideração além da temperatura, parâmetros como pressão litostática, fugacidade de oxigênio e composição química da clorita (incluindo determinação de Fe<sup>3+</sup>). Segundo o autor, a transformação do politipo I para o politipo II envolve dissolução e recristalização por causa de rotações e/ou translações dos elementos estruturais e necessita de um grande acréscimo de temperatura no sistema.

Com o objetivo de se obter resultados mais conclusivos com relação as características físico-químicas do fluido hidrotermal atuante na área, se sugere, em trabalhos futuros, a realização de estudo dos isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio, e a determinação do estado de oxidação através da quantidade de Fe<sup>3+</sup> presente nas cloritas.

## 2.9 AGRADECIMENTOS

Projeto foi financiado pelo CNPq processo 4845522/2007-8 Edital MCT/CNPq 15/2007 – Universal e pelo projeto CAPES/COFECUB 619/08. Os autores agradecem a Companhia Brasileira do Cobre (CBC), na pessoa do seu Presidente Eng. Paulo Régis Mônego pelo apoio irrestrito, permitindo acesso à área de estudo e as amostras de sondagem. Também agradecemos a Vera Troian pela revisão dos textos.

## 2.10 REFERÊNCIAS

Almeida, F. F. M.; Paim, P. S. G. & Viera Jr., N. 1993. Caracterização petrográfica e geoquímica do vulcanismo eo-paleozóico das bacias de Camaquã e Santa Bárbara (RS). In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1. **Acta Geológica Leopoldensia**. São Leopoldo, 16: 145-185.

Almeida, D.P.M.; Zerfass, H.; Basei, M.A. & Mello, K.S. 1997. Caracterização geoquímica da sucessão vulcânica dos Cerros do Bugio e Perau (Bacia do Camaquã, Sub-Bacia Santa Bárbara), Caçapava do Sul, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6., 1997, Salvador, BA. **SBGq**, v.2, p. 698– 702.

Altamirano, J. A. F. & Formoso, M. L. L., 1982. Diagênese dos argilominerais na Formação Cerro dos Martins e sua influência nas mineralizações cupríferas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32. v.4, p. 714-728.

Bayliss, P. 1975. Nomenclature of the trioctahedral chlorite. **Can. Mineral**, 13: 178-180.

Bettencourt, J.S. 1972. **A Mina de cobre de Camaquã, Rio Grande do Sul**. São Paulo. 175 p. Tese de Doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

Chemale Jr., F. 1997. Tectonic Evolution of Southern Brazil and Southern Africa during the Neoproterozoic and Early Paleozoic. In: 14<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 1997, Ouro Preto, MG. p.10-11.

Chemale Jr., F.; Wildner, W.; Lima, E. F. & Van Schmus, W. R. 1999. Isotopic studies of Brasiliano retroarc magmatism in Southern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1. **Boletim de Resumos**, p.57.

Faccini, U.F.; Paim, P.S.G. & Fragoso-César, A.R.S. 1987. Análise faciológica das molassas brasileiras na Região das Minas do Camaquã, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, **Atas**, Curitiba, SBG, v.1, p.75– 91.

Foster, M. D. 1962. Interpretation of the composition and a classification of the chlorites. **U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 414-A**: 1-33.

Hartmann, L. A. 1998. Deepest exposed crust of Brazil: geochemistry of paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico granulites. **Gondwana Research**, **1** (3/4):331-341.

Hillier, S. J. & Velde, B. 1990. Octahedral occupancy and the chemical composition of the diagenetic (low-temperature) chlorites. **Clays and Clays Minerals**, **26**:149-168.

Kranidiotis, P. & MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, **82**: 1898-1911.

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

Laux, J.H. & Lindenmayer, Z.G. 2000b. Caracterização do minério filoneano de um setor da Mina Uruguai, Minas do Camaquã. In: Ronchi, L.H. & Lobato, A.O.C. (Coords), **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo. p. 191-210.

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

Leites, S. R.; Lopes, R. C.; Wildner, W.; Porcher, C. A. & Sander, A. 1990. Divisão litofaciológica da Bacia do Camaquã na Folha Passo do Salsinho, Caçapava do Sul-RS, e sua interpretação paleoambiental. Congresso Brasileiro de Geologia, 36.,1990, Natal. **Boletim...** p.300-312.

Leinz, V. & Almeida, S. C. 1941. Gênese da jazida de cobre “Camaquam”, Município de Caçapava do Sul – Rio Grande do Sul. Secretaria dos negócios de agricultura, indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM. **Boletim n° 88**, 56p.

Lima, E. F. & Nardi, L. V. S. 1992. O magmatismo shoshonítico no estado do Rio Grande do Sul. Uma revisão. **Pesquisas**, **19** (2): 190-194.

Lima, L. 1998. **A Mina Uruguai e Jazida Santa Maria-Distrito Mineiro de Camaquã (RS): Um Estudo Petrológico, Geoquímico e Geotermométrico**. São Leopoldo. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geologia, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.

Nardi, L. S. V. & Lima, E. F. 1985. A associação shoshonítica de Lavras do Sul, RS. **Revista Brasileira de Geociências**, **15** (2): 139-146.

Paim, P.S.G.; Lopes, R.C. & Chemale Jr., F. 1995. Aloestratigrafia, sistemas deposicionais e evolução paleogeográfica da Bacia do Camaquã-Vendiano Superior/Ordoviciano Inferior do RS. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 6°

Encontro de Geologia do Cone Sul, 1. **Resumos**. Sociedade Brasileira de Geologia, SBG, Porto Alegre, p. 39– 49.

Paim, P.S.G.; Chemale Jr., F. & Lopes, R.C. 1999. A Bacia do Camaquã. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (ed.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. p. 231-274.

Paim, P.S.G. & Lopes, R.C. 2000. Geologia da região das Minas do Camaquã. . In: Ronchi, L.H. & Lobato, A.O.C. (Coords), **Minas do Camaquã, um estudo multidisciplinar**. São Leopoldo. p. 111–132.

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**: 155– 174.

Reynolds, R. C. Jr. 1996. **NEWMOD<sup>®</sup> a computer program for the calculation of the one-dimensional diffraction patterns of mixed layered Clays**. 8 book Dr. Hanover, New Hampshire, USA.

Ribeiro, M.; Bocchi, P. R.; Figueiredo Filho, P. M. & Tessari, R. I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS, Brasil. **Boletim da divisão de Geologia e Mineralogia**, DNPM, v.127, 232p.

Ribeiro, M. J. 1991. **Sulfetos em sedimentos detríticos Cambrianos do Rio Grande do Sul, Brasil**. Unpublished, Ph. D. thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 416p.

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

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

Teagle, D.A.H. & Alt, J.C. 2004. Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. **Economic Geology**, **99**: 561-584.

Veigel, R. 1989. **Evolução Diagenética e Mineralização Cu-Pb-Zn dos “Red-Beds” do Distrito de Camaquã - RS**. Brasília. 185 p. Dissertação de Mestrado. Universidade de Brasília.

Veigel, R. & Dardena, M. A.1990. Paragênese e sucessão mineral nas diferentes etapas da evolução da mineralização Cu-Pb-Zn do Distrito de Camaquã, RS. **Rev. Bras. Geoc.** **20**(1-4):55-67.

Velde, B. 1985. Clay Minerals: a Physico-Chemical Explanation of their Occurrence. **Developments in Sedimentology**, vol. 40. Amsterdam: Elsevier.

Widner, W.; Lima, E. V.; Camazzato, E. & Lopes, R. C. 1997. Vulcânismo neoproterozóico-cambriano no Rio Grande do Sul: Estratigrafia e aspectos texturais. **A terra em revista**. CPRM. 3: 19-27.

Wiewiora, A. & Weiss, Z. 1990. Crystallochemical classification of phyllosilicates based on the unified system of projection of chemical composition: II The Chlorite Group. **Clays Minerals** 25: 83-92.

Zang, W. & Fyfe, W. S 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposits, Carajas, Brazil. **Mineralium Deposita** 30: 30-38.

### 3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos químicos e petrográficos permitiram a identificação de três diferentes ocorrências de cloritas, sendo (i) a clorita I que ocorre alterando a matriz da rocha encaixante das mineralizações; (ii) a clorita II que ocorre como veios/vênulas e (iii) a clorita III que ocorre alterando os minerais detríticos, principalmente biotita.

A Clorita I, classificada como Fe-clinocloro, ocorre com aspecto pervasivo sobre a matriz das rochas localizadas próximo aos filões mineralizados. Esta intensa alteração dificulta o reconhecimento da mineralogia e das texturas originais das rochas, fato comum quando se trata de rochas encaixantes de filões em ambientes hidrotermais. Laux & Lindenmayer (2000b) analisaram as cloritas que ocorrem na matriz da rocha encaixante das mineralizações e, correlacionando estas análises com cloritas provenientes de metamorfismo de rochas pelíticas, propuseram que o sistema responsável pela geração da cloritização da matriz apresentava baixa razão fluido/rocha. Através da DRX e da modelagem por simulação no programa Reynolds *Newmod*<sup>®</sup>, se pode observar variações entre as diferentes frações granulométricas da clorita (I). A fração <10µm apresenta predominantemente politipo estrutural Ib(90<sup>0</sup>) e uma tendência a serem enriquecidas em Fe<sup>2+</sup>. Já a fração <1µm apresenta predominantemente politipo IIb e uma tendência a composição mais magnesiânica. As análises químicas ao MEV confirmaram a tendência observada na DRX mostrando a composição predominantemente magnesiânica da clorita (I).

Com esse trabalho se pode evidenciar que as frações mais finas (< 1µm) presentes na matriz das rochas sejam produto da diagênese atuante na área. Já as frações maiores (<10µm) ocorrem sobre a fração mais fina e provavelmente apresentam origem hidrotermal.

A Clorita (III), classificada como Mg-chamosita, ocorre alterando os clastos de minerais ferro-magnesianos presentes na matriz dos conglomerados, e apresenta composição química intermediária entre a clorita (I) e a clorita (II). Devido a dificuldade de desagregação e separação deste tipo de clorita, não foram realizadas análises de seus politipos. As análises morfológicas e químicas indicam que estas cloritas apresentam origem hidrotermal e que tenham sido formadas no mesmo evento de geração das granulometrias maiores presentes na matriz.

A Clorita II, classificada como chamosita, ocorre em veios milimétricos cortando a rocha previamente cloritizada (clorita I e III). Tanto a análise por DRX



quanto a microanálise no MEV mostraram a composição predominantemente ferrosa destas cloritas, que estruturalmente apresentam politipos Iib. Experimentalmente, foi realizada uma análise de isótopos de oxigênio e hidrogênio em uma amostra da clorita II. O cálculo da temperatura, considerando que o fluido hidrotermal teria sido de origem meteórica, foi de 75°C para a sua cristalização (Christophe Renac, informação verbal).

A variação na quantidade de ferro das cloritas geradas por processos hidrotermais (Clorita I <10µm e Clorita II) fornecem indícios da ocorrência de pelo menos dois pulsos no processo de alteração hidrotermal. Um teria sido responsável pela intensa alteração da matriz e dos clastos das rochas e outro pela geração dos veios e vênulos tardios da Clorita II que cortam a Clorita I <10µm. A variação na quantidade de Fe<sup>2+</sup> dos dois diferentes fluidos responsáveis pela cristalização das cloritas fica evidenciada pela associação de co-geneticidade da Clorita II com a hematita, mostrando que o fluido final foi muito mais enriquecido em ferro que o fluido precoce que cristalizou a Clorita I <10µm. A composição intermediária (entre clorita I e II) da clorita III sugere a influência da composição química do mineral detrítico na composição da clorita.

No geral as cloritas apresentam proporção direta na razão Fe/(Fe+Mg) e Al<sup>IV</sup>, sendo esta variação consistente com a concomitante substituição de Fe<sup>2+</sup> + Al por Mg<sup>2+</sup> + Si (Teagle & Alt 2004). As cloritas analisadas apresentam Al<sup>IV</sup> variando entre 0,9-1,3 enquanto Al<sup>VI</sup> varia de 1,1 a 1,5, com um aumento de Al<sup>IV</sup> à medida que há aumento nas razões Fe/Fe+Mg (clorita I), feição também observada por Kranidiotis e MacLean (1987) e Zang & Fyfe (1995). Este aumento pode ser atribuído a mudanças de tamanho dos cátions e a ajustes estruturais, pelo fato de que o aumento da substituição de Al<sup>IV</sup> por Si<sup>4+</sup> gera deficiência de carga que é suprida, pelo menos em parte, pela entrada de Fe<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup> na camada octaédrica. As razões Al<sup>IV</sup>/Al<sup>VI</sup> apresentam valor médio de 0,88, sugerindo que há um desequilíbrio de carga gerado pela substituição Al<sup>IV</sup>/Si no tetraedro, sendo esta diferença de carga não compensada pela presença de Fe<sup>2+</sup> ou Mg<sup>2+</sup> na camada octaédrica.

O fato de que tanto a clorita I <1µm (diagenética rica em magnésio) quanto a clorita II (hidrotermal rica em ferro) apresentarem politipo Iib é explicado por este ser o politipo mais estável, podendo terem sido formadas em ambientes com grande variação de temperatura (50 – 300 °C) (Walker, 1989). No trabalho de Hayes (1970) o politipo Iib é considerado como característico de cloritas geradas a partir de metamorfismo de alta temperatura. Contudo, Walker (1993) estudando cloritas

autigênicas formadas a partir de metamorfismo de muito baixo grau em pelitos e rochas vulcânicas ao norte de Maine são exclusivamente IIb. O autor sugere que para se analisar politipos de cloritas como geotermômetros, deve se levar em consideração além da temperatura, parâmetros como pressão litostática, fugacidade de oxigênio e composição química da clorita (incluindo determinação de  $\text{Fe}^{3+}$ ). Segundo o autor, a transformação do politipo I para o politipo II envolve dissolução e recristalização por causa de rotações e/ou translações dos elementos estruturais e necessita de um grande acréscimo de temperatura no sistema.

Com o objetivo de se obter resultados mais conclusivos com relação as características físico-químicas do fluido hidrotermal atuante na área, se sugere, em trabalhos futuros, a realização de estudo dos isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio, e a determinação do estado de oxidação através da quantidade de  $\text{Fe}^{3+}$  presente nas cloritas.

### 3.1 Referências Bibliográficas

Hayes, J. B. (1970) Polytypism of chlorite in sedimentary rocks: **Clays and clays Minerals** 18, 285-306.

Kranidiotis, P., MacLean, W.H. 1987. Systematics of chlorite alteration at the Phelps Dodge massive sulfide deposit, Matagami, Quebec. **Economic Geology**, 82: 1898-1911.

Teagle, D.A.H., Alt, J.C. 2004. Hydrothermal alteration of basalts beneath the Bent Hill Massive Sulfide Deposit, Middle Valley, Juan de Fuca Ridge. **Economic Geology**, 99: 561-584

Walker, J. K. Polytypism of chlorite veru low grade metamorphic rocks: **American Mineral**. 74, 738-743.

Walker, J. K. Chlorite polytypr geothermometry. *Clays and clays mineral*, vol 41. n2: 260-267.

Zang, W. & Fyfe, W. S 1995. Chloritization of the hydrothermally altered bedrock at the Igarapé Bahia gold deposits, Carajas, Brazil. **Mineralium Deposita** 30: 30-38.

## 4. ANEXOS

### 4.1 ANEXO A – Carta de Aceite do Artigo Científico



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
*Pesquisas em Geociências*

Porto Alegre, 30 de setembro de 2009.

Ao  
Guilherma Casaroto Trolan

Prezado colega,

Venho comunicar o recebimento do manuscrito intitulado "A clorificação na Mina Uruguai, Minas do Camaquã, RS - Brasil (Trolan, G.C., Mexias, A.S. & Gomes, M.F.R.)", submetido para publicação no periódico *Pesquisas em Geociências* (ISSN 1518-2398, E-ISSN 1807-9806), órgão de divulgação científica semestral editado pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

O processo de edição será iniciado após avaliação do cumprimento das normas de submissão, sendo V.S. notificado sobre o número de ordem e editor designado para acompanhamento.

Atenciosamente,

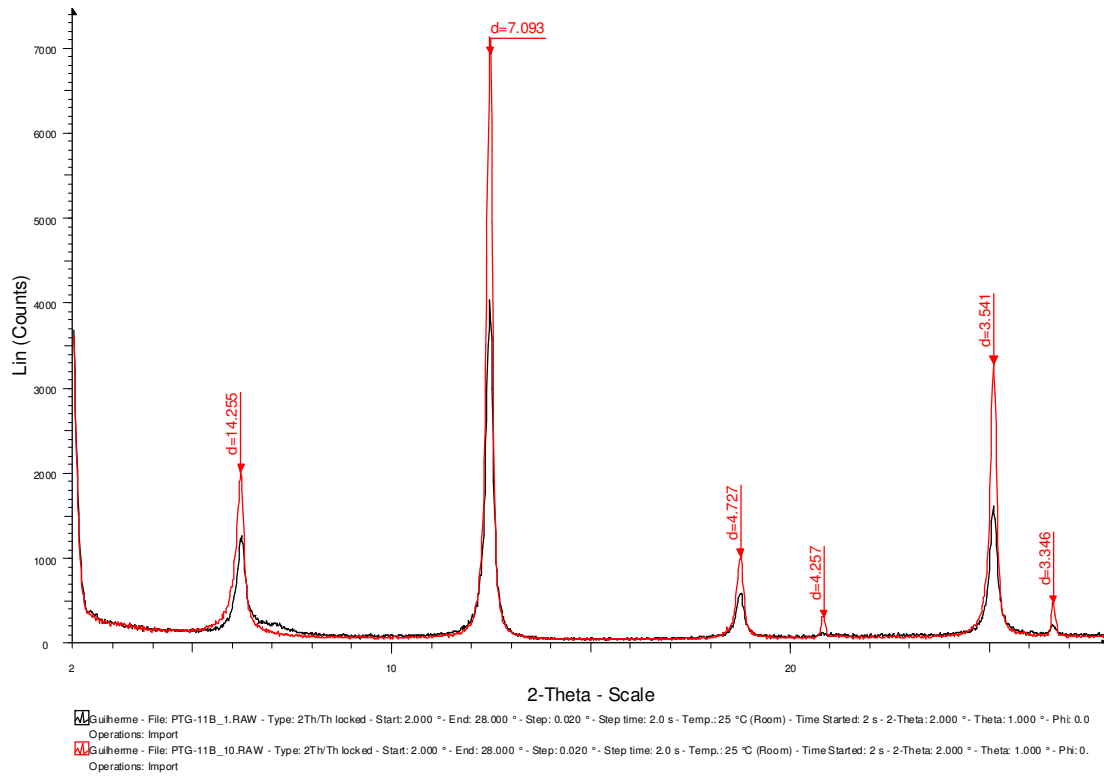
*Prof. Dr. Paulo Alves de Souza*  
Editor Chefe

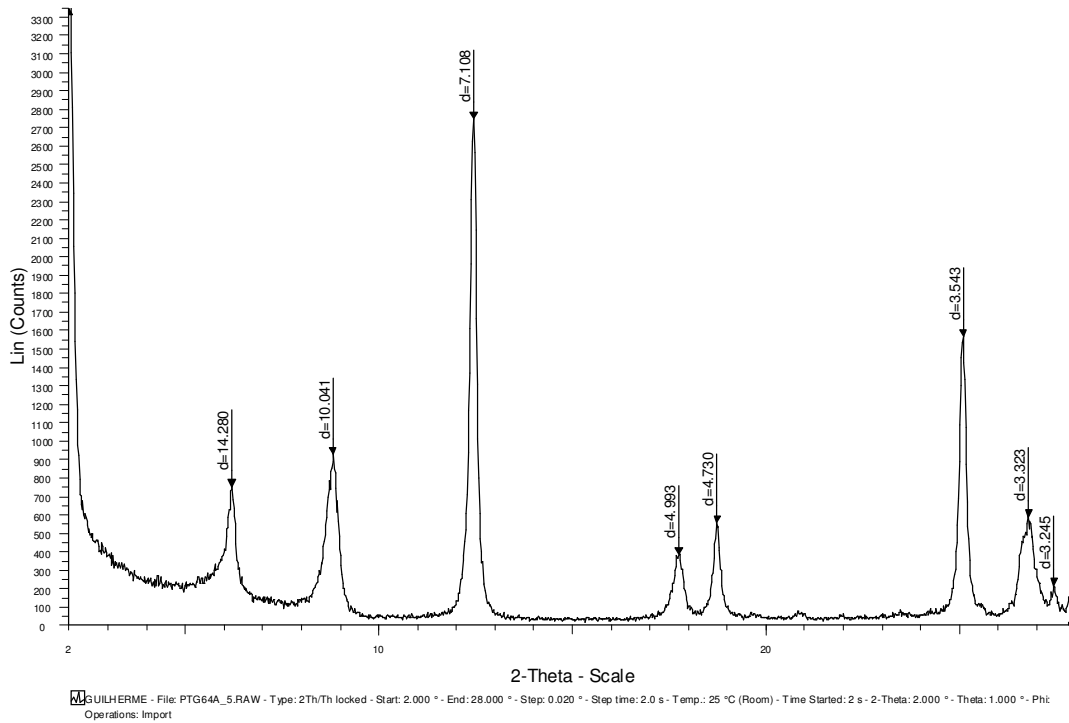
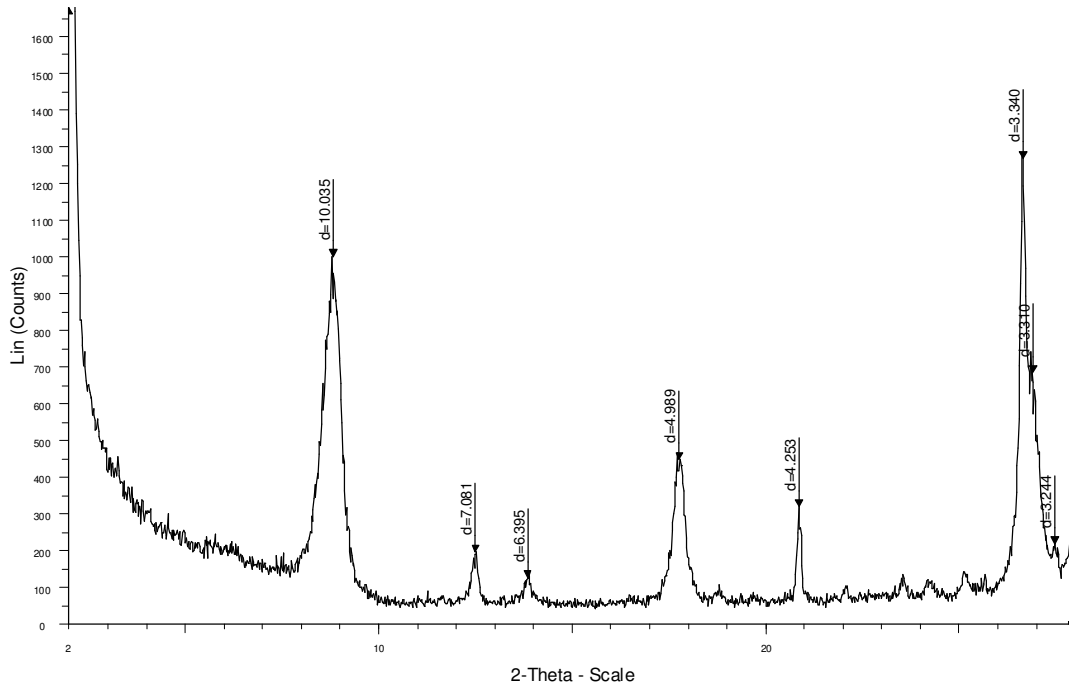
Instituto de Geociências - Departamento de Paleontologia e Estratigrafia  
Av. Bento Gonçalves, nº 9.500, Bloco 1, Prédio 43127, Sala 209  
CEP 91.540-000, Porto Alegre, RS, Brasil  
Tel.: +55.51.33100.7386  
E-mail: paulo.alves.souza@ufrgs.br

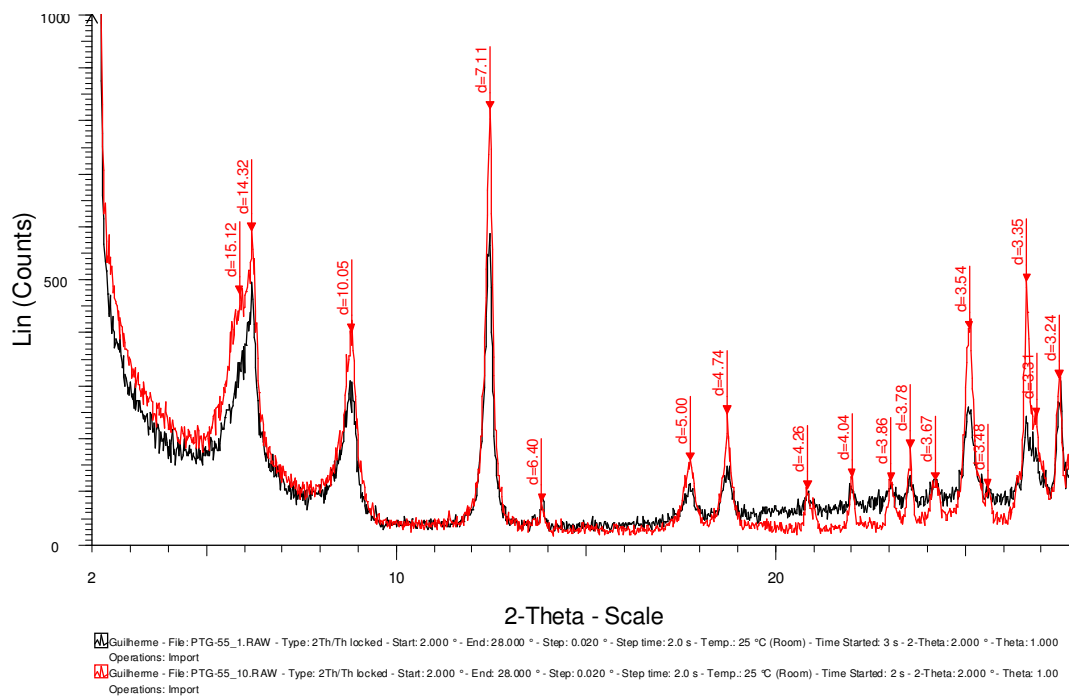
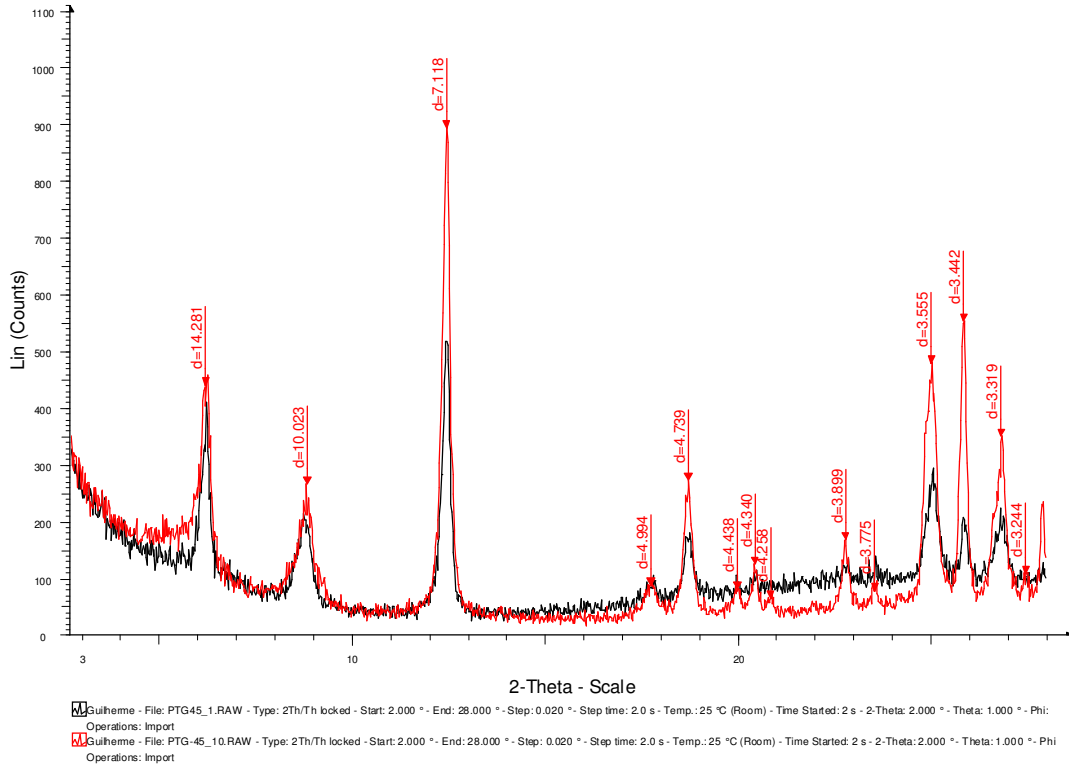
*Pesquisas em Geociências*  
<http://www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br/index.htm>  
pesquisas@ufrgs.br

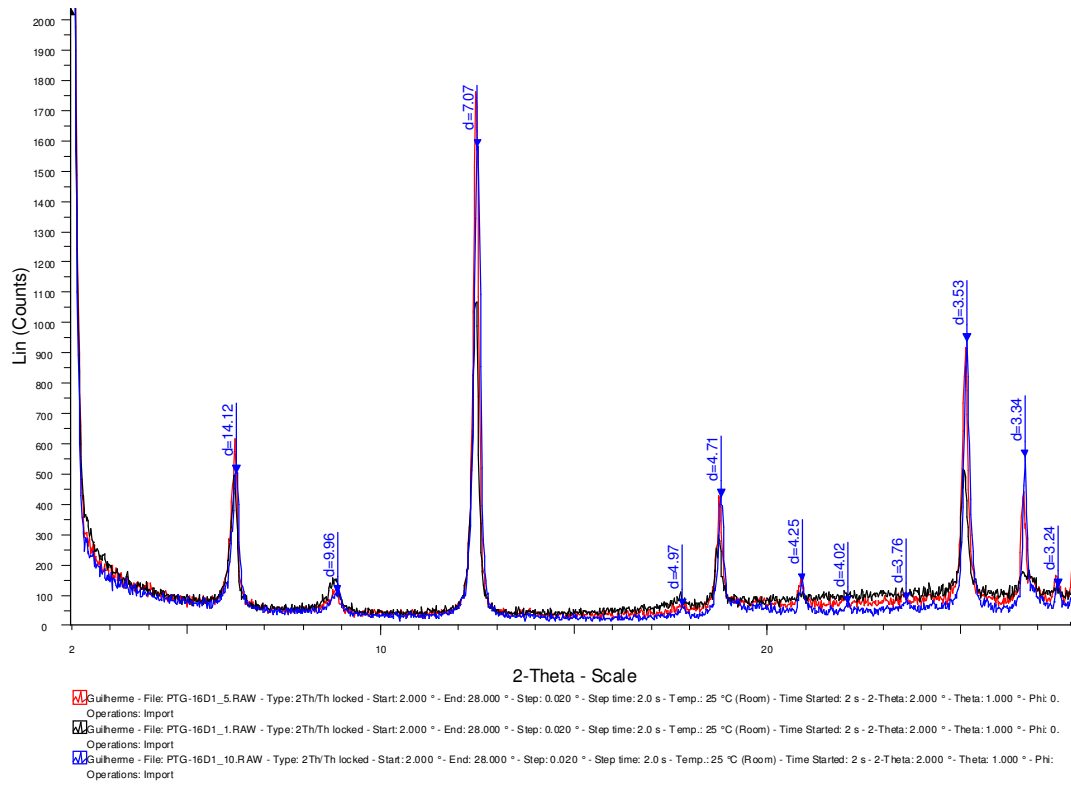
## 4.2 ANEXO B - Difractogramas de raios X

Abaixo são apresentados os difratogramas gerados a partir de análises por Difractometria de raios-X, em amostras orientada natural.

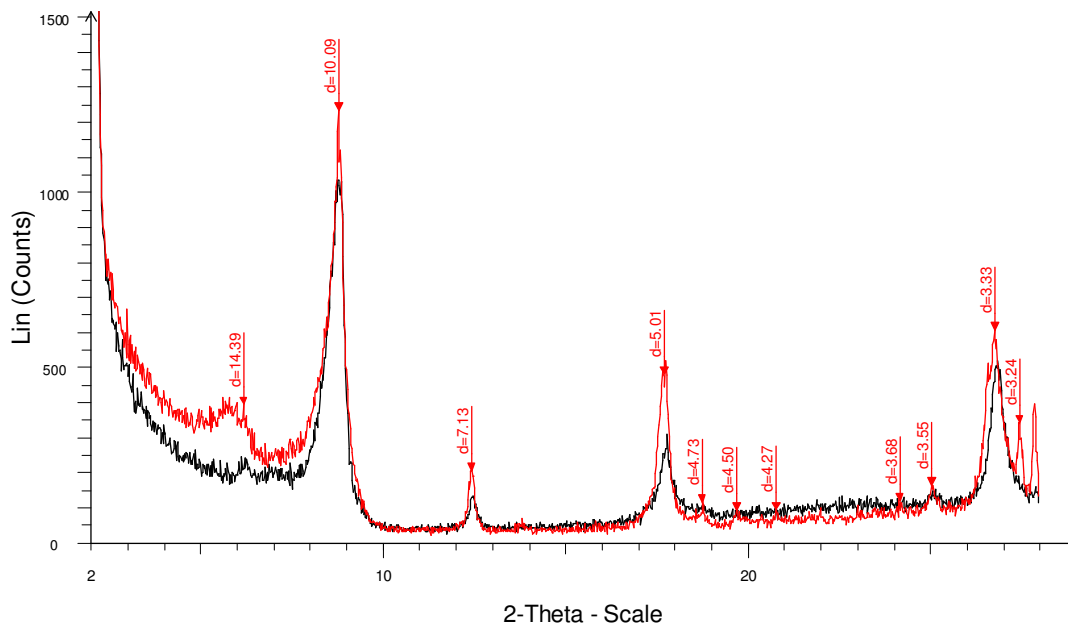
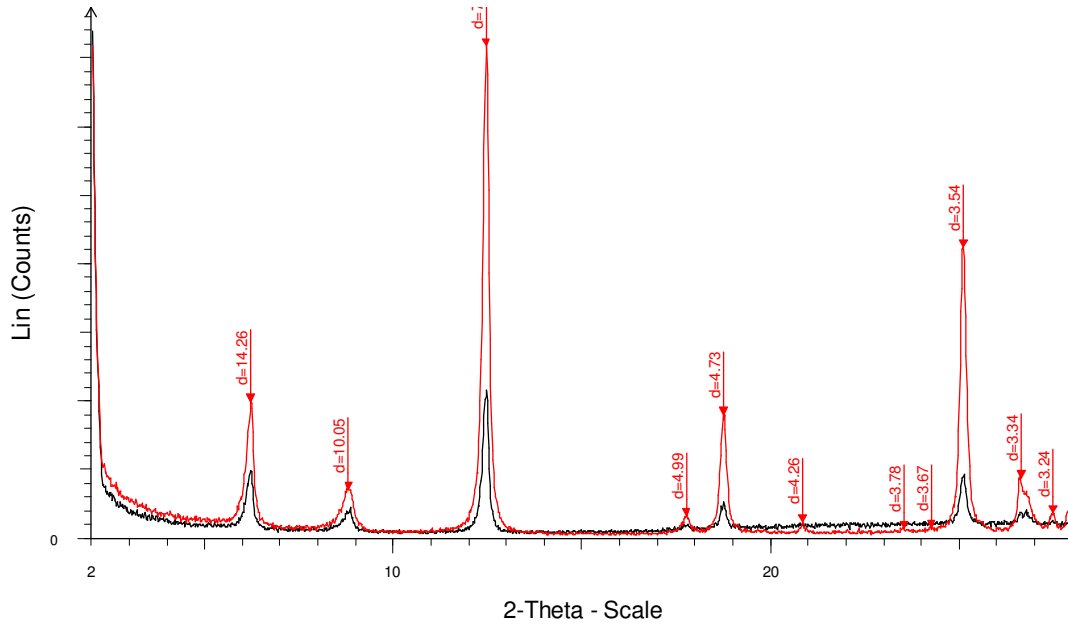


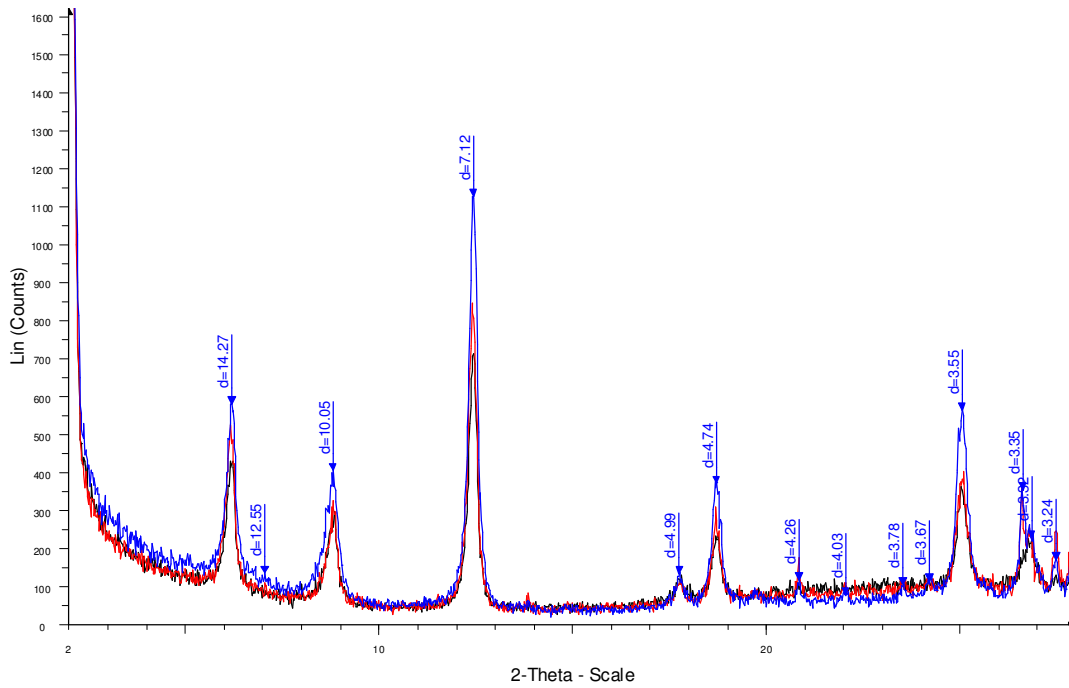




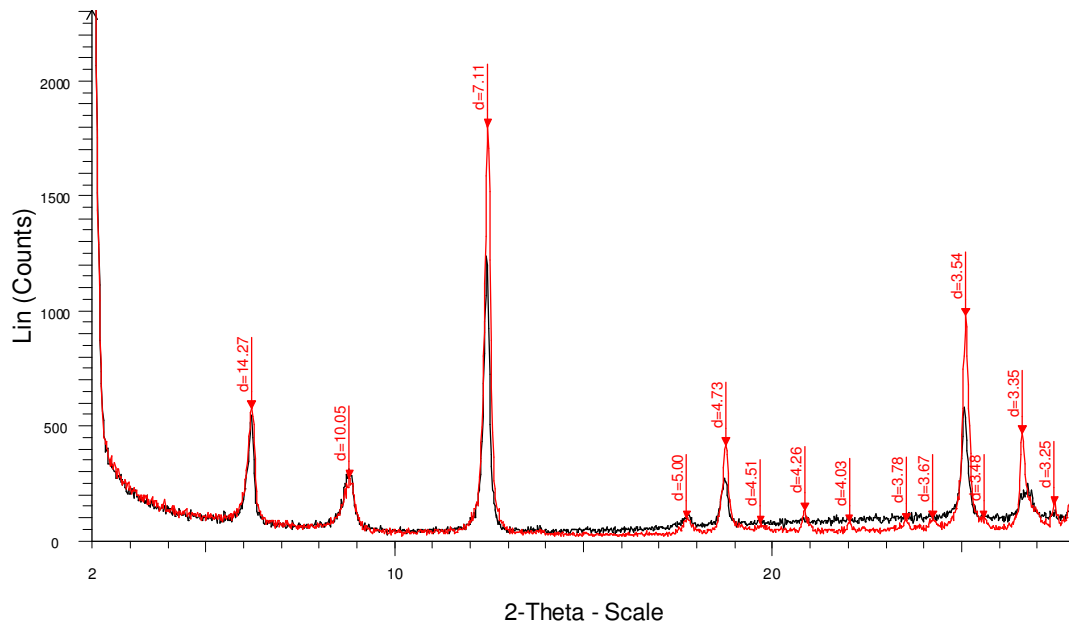




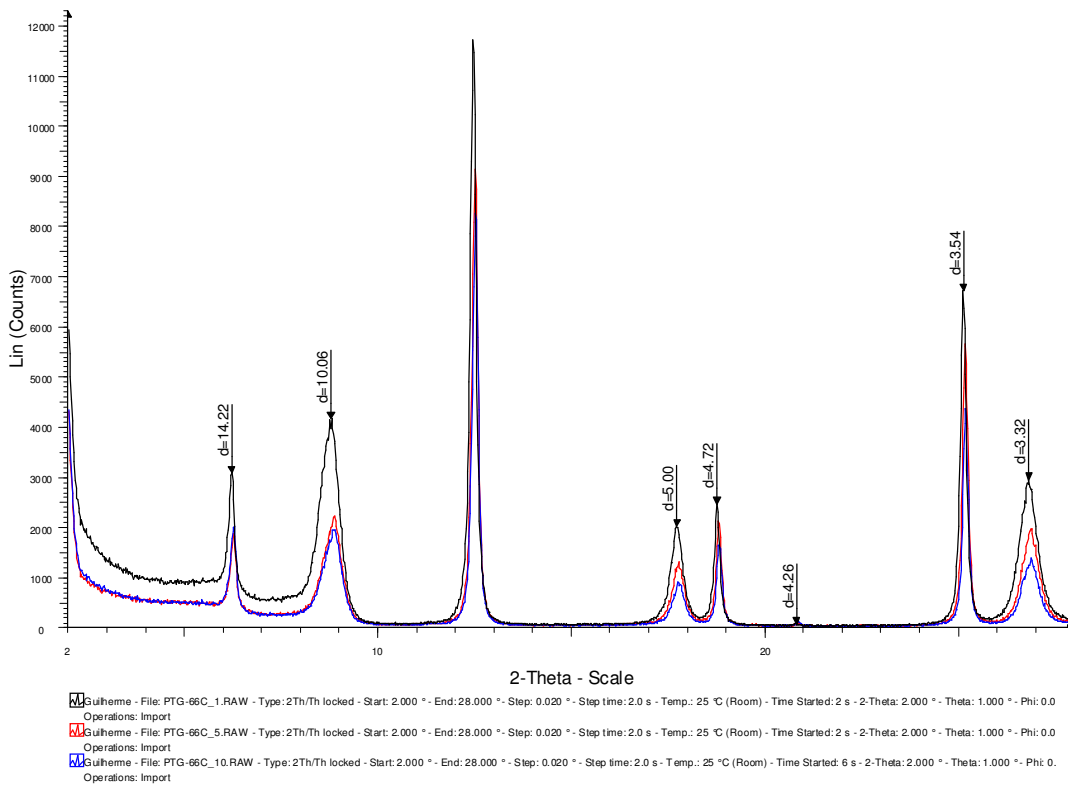
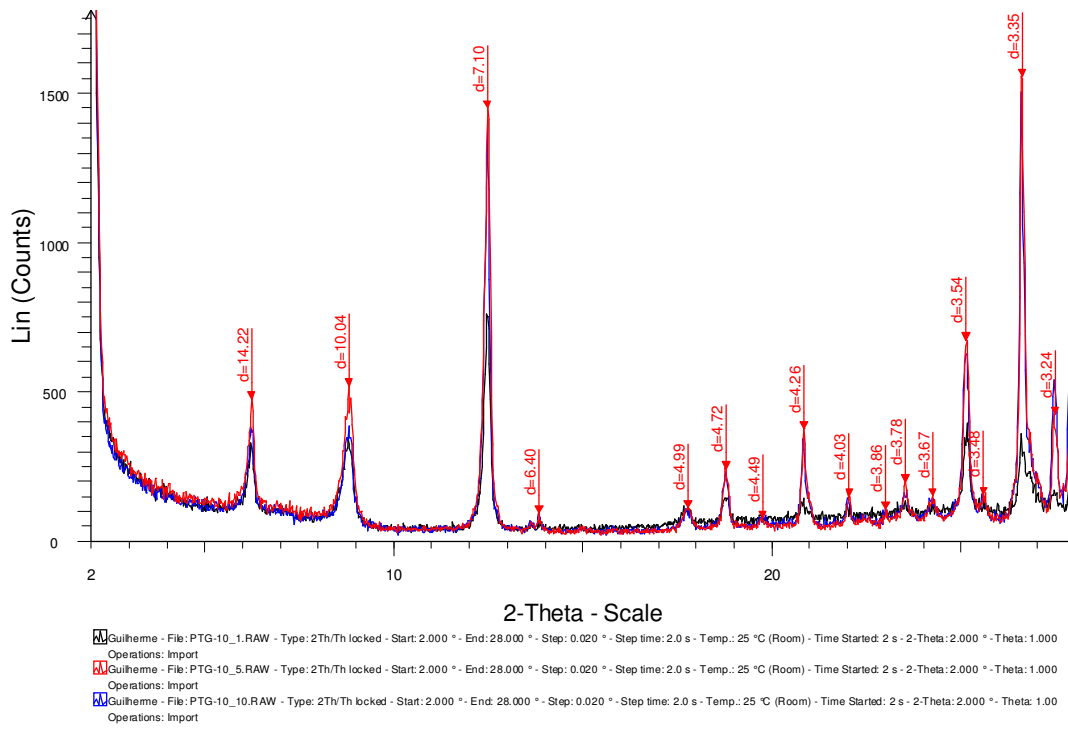


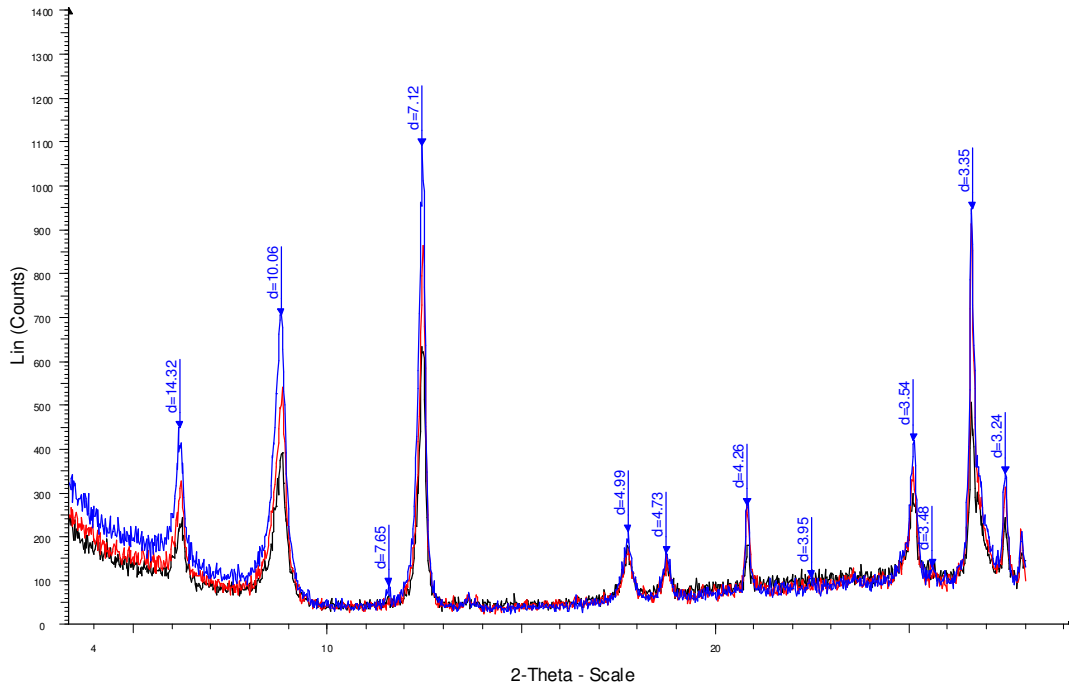


Guiheme - File: PTG-41A\_10.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import  
 Guiheme - File: PTG-41A\_5.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import  
 Guiheme - File: PTG-41A\_10.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import



Guiheme - File: PTG-16D2\_1.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import  
 Guiheme - File: PTG-16D2\_5.RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import

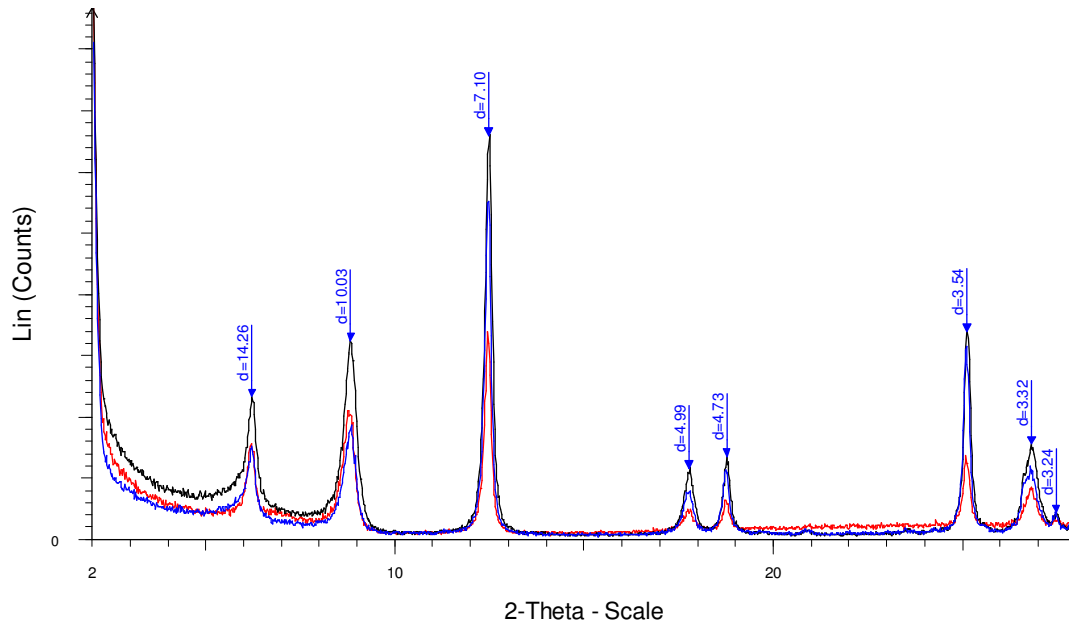




■ Guintherme - File: PTG-66B\_1\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import

■ Guintherme - File: PTG-66B\_5\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import

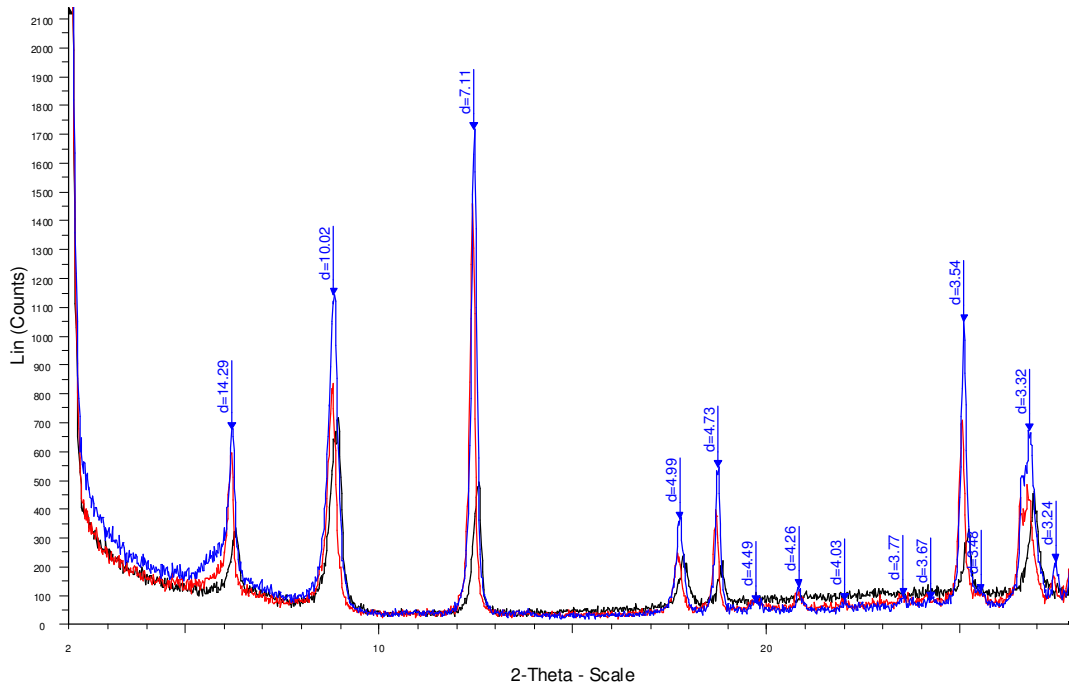
■ Guintherme - File: PTG-66B\_10\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import



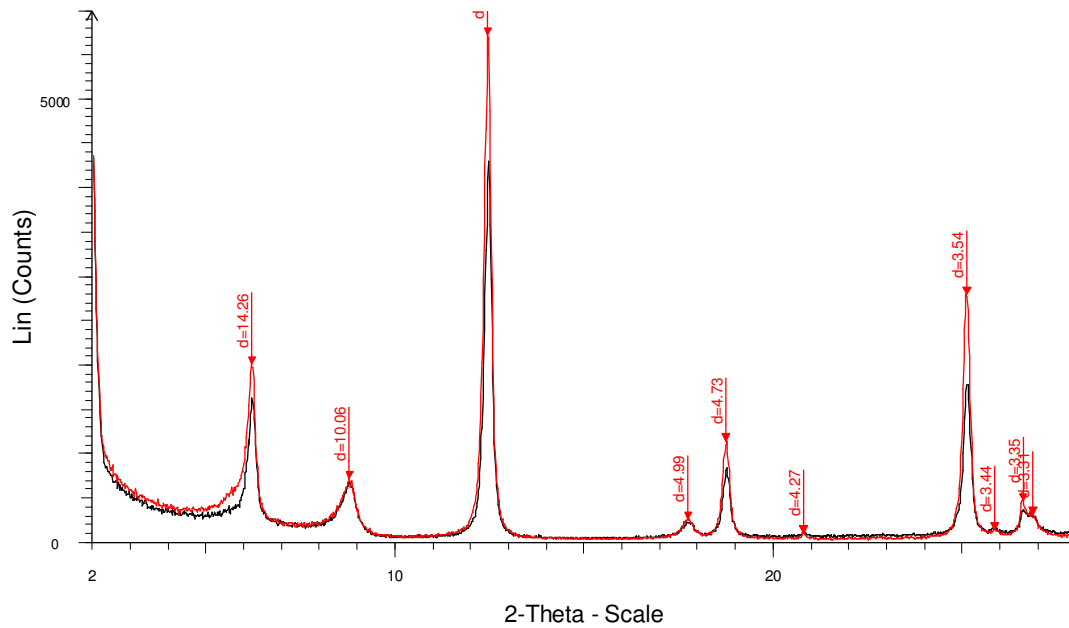
■ Guintherme - File: PTG-64A\_1\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.0  
 Operations: Import

■ Guintherme - File: PTG-64A\_10\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.0  
 Operations: Import

■ GUILHERME - File: PTG64A\_5\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.0  
 Operations: Import



[A] Guiherno - File: PTG-62C\_1\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import  
 [B] Guiherno - File: PTG-62C\_5\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import  
 [C] Guiherno - File: PTG-62C\_10\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.000 ° - Phi: 0.0  
 Operations: Import



[A] Guiherno - File: PTG-60B\_1\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.0  
 Operations: Import  
 [B] Guiherno - File: PTG-60B\_10\_RAW - Type: 2Th/Th locked - Start: 2.000 ° - End: 28.000 ° - Step: 0.020 ° - Step time: 2.0 s - Temp.: 25 °C (Room) - Time Started: 2 s - 2-Theta: 2.000 ° - Theta: 1.0  
 Operations: Import

### 4.3 ANEXO C – Resultado das Análises Químicas

#### CLORITA I - Fórmula Química

	P49_S5_1	P49_S5_2	P49_S5_3	P49_S5_4	P49_S5_5	P49_S5_6	P49_S5_7	P49_S5_8	P49_S5_9	P49_S5_10	P49_S5_11	P49_S5_12
<b>Si</b>	3,03	3,05	3,02	3,04	2,96	2,94	2,97	3,02	2,97	3,00	3,00	2,96
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1,97	1,70	1,91	1,84	1,81	1,77	1,76	1,99	1,88	1,73	1,87	2,02
<b>Mg</b>	2,52	2,99	2,75	2,57	2,84	2,83	2,96	2,53	2,80	2,96	2,67	2,67
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,44	0,36	0,41	0,42	0,39	0,39	0,37	0,44	0,40	0,37	0,41	0,43
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,49	4,70	4,65	4,41	4,66	4,62	4,72	4,53	4,68	4,69	4,54	4,69
<b>Al IV</b>	0,97	0,95	0,98	0,96	1,04	1,06	1,03	0,98	1,03	1,00	1,00	1,04
<b>Altotal</b>	2,26	2,11	2,19	2,29	2,26	2,32	2,21	2,26	2,22	2,19	2,27	2,25
<b>AlVI</b>	1,30	1,16	1,21	1,33	1,22	1,25	1,18	1,28	1,20	1,19	1,27	1,20
<b>Al + Vacancia</b>	1,51	1,30	1,35	1,59	1,34	1,38	1,28	1,47	1,32	1,31	1,46	1,31
<b>vacancia</b>	0,21	0,13	0,14	0,25	0,13	0,13	0,10	0,19	0,12	0,12	0,19	0,11

## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P49_S5_13	P49_S5_14	P49_S5_15	P49_S5_16	P49_S5_17	P49_S5_18	P49_S5_19	P49_S5_20	P49_S5_21	P49_S5_22	P49_S5_23
<b>Si</b>	3,01	2,99	3,03	3,00	2,98	2,99	3,01	2,94	2,94	2,96	2,97
<b>Fe2+</b>	1,86	1,75	1,57	1,83	1,84	1,82	1,56	1,68	1,87	1,75	1,77
<b>Mg</b>	2,69	3,01	3,12	2,79	2,78	2,82	2,71	2,96	2,73	2,86	2,94
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,41	0,37	0,33	0,40	0,40	0,39	0,36	0,36	0,41	0,38	0,38
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,56	4,76	4,70	4,63	4,62	4,65		4,64	4,60	4,61	4,71
<b>Al IV</b>	0,99	1,01	0,97	1,00	1,02	1,01	0,99	1,06	1,06	1,04	1,03
<b>Altotal</b>	2,25	2,15	2,15	2,23	2,25	2,23	2,43	2,30	2,33	2,28	2,22
<b>AlVI</b>	1,26	1,15	1,18	1,23	1,23	1,22	1,44	1,24	1,27	1,25	1,19
<b>Al + Vacancia</b>	1,44	1,24	1,30	1,37	1,38	1,35	6,00	1,36	1,40	1,39	1,29
<b>vacancia</b>	0,18	0,09	0,13	0,14	0,14	0,13	4,56	0,12	0,13	0,14	0,10

## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P49_S5_24	P49_S5_25	P49_S5_26	P49_S5_27	P49_S5_28	P49_S5_29	P49_S5_30	P49_S5_31	P49_S5_32	P49_S5_33	P49_S5_34
<b>Si</b>	3,04	2,92	2,98	2,97	2,91	2,97	3,00	2,99	2,97	3,02	2,99
<b>Fe2+</b>	1,48	1,84	1,85	1,80	1,84	1,85	1,74	1,89	1,99	1,68	1,84
<b>Mg</b>	3,11	2,81	2,81	2,78	2,71	2,78	2,82	2,73	2,63	2,79	2,75
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,32	0,40	0,40	0,39	0,40	0,40	0,38	0,41	0,43	0,38	0,40
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,60	4,66	4,65	4,58	4,57	4,63	4,56	4,62	4,63	4,47	4,60
<b>Al IV</b>	0,96	1,08	1,02	1,03	1,09	1,03	1,00	1,01	1,03	0,98	1,01
<b>Altotal</b>	2,20	2,31	2,24	2,30	2,38	2,26	2,26	2,24	2,25	2,30	2,25
<b>AlVI</b>	1,23	1,24	1,22	1,27	1,30	1,23	1,26	1,23	1,22	1,32	1,25
<b>Al + Vacancia</b>	1,40	1,34	1,35	1,42	1,43	1,37	1,44	1,38	1,37	1,53	1,40
<b>vacancia</b>	0,17	0,10	0,13	0,15	0,14	0,14	0,18	0,15	0,14	0,22	0,15

## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P49_S5_35	P49_S5_36	P49_S5_37	P49_S5_38	P49_S5_39	P49_S5_40	P49_S5_41	P49_S5_42	P49_S5_43	P49_S5_44	P49_S5_45
<b>Si</b>	2,94	2,99	2,98	3,06	3,02	2,96	2,99	2,98	2,98	2,96	2,95
<b>Fe2+</b>	2,15	1,78	1,53	1,58	2,19	1,50	1,92	1,91	2,06	1,85	2,04
<b>Mg</b>	2,57	2,72	2,94	2,80	2,43	3,01	2,70	2,61	2,51	2,67	2,60
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,46	0,40	0,34	0,36	0,47	0,33	0,42	0,42	0,45	0,41	0,44
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,73	4,50	4,48	4,39	4,63	4,52	4,63	4,53	4,57	4,53	4,66
<b>Al IV</b>	1,06	1,01	1,02	0,94	0,98	1,04	1,01	1,02	1,02	1,04	1,05
<b>Altotal</b>	2,23	2,31	2,34	2,30	2,18	2,35	2,23	2,30	2,29	2,34	2,28
<b>AlVI</b>	1,17	1,31	1,33	1,35	1,20	1,31	1,22	1,28	1,27	1,30	1,23
<b>Al + Vacancia</b>	1,27	1,50	1,52	1,61	1,37	1,48	1,37	1,47	1,43	1,47	1,34
<b>vacancia</b>	0,10	0,19	0,19	0,26	0,18	0,17	0,15	0,19	0,16	0,16	0,11

## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P49_S5_46	P49_S5_47	P49_S5_48	P 58_1	P 58_2	P 58_3	P 58_4	P 58_5	P 58_6	P 58_7	P 58_8	P 58_9
<b>Si</b>	2,99	2,96	2,95	2,93	2,89	2,92	2,96	2,93	2,99	2,92	2,92	2,90
<b>Fe2+</b>	1,71	1,85	1,80	1,79	1,98	1,62	1,97	1,94	2,00	1,79	1,50	2,04
<b>Mg</b>	2,88	2,80	2,85	2,77	2,50	2,94	2,55	2,56	2,48	2,80	2,99	2,52
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,37	0,40	0,39	0,39	0,44	0,35	0,43	0,43	0,45	0,39	0,33	0,45
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,59	4,66	4,65	4,56	4,49	4,57	4,53	4,51	4,48	4,59	4,51	4,57
<b>Al IV</b>	1,01	1,04	1,05	1,07	1,11	1,08	1,04	1,07	1,01	1,08	1,08	1,10
<b>Altotal</b>	2,27	2,26	2,28	2,37	2,46	2,38	2,35	2,40	2,32	2,36	2,43	2,41
<b>AlVI</b>	1,25	1,22	1,23	1,30	1,35	1,30	1,31	1,33	1,32	1,29	1,34	1,30
<b>Al + Vacancia</b>	1,41	1,34	1,35	1,44	1,51	1,43	1,47	1,49	1,52	1,41	1,49	1,43
<b>vacancia</b>	0,15	0,12	0,12	0,14	0,15	0,13	0,16	0,16	0,20	0,12	0,15	0,13



## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P 58_10	P 58_11	P 58_12	P 58_13	P 58_14	P 58_15	P 58_16	P 58_17	P 58_18	P 58_19	P 58_20	P 58_21	P 58_22
<b>Si</b>	2,98	2,94	2,92	2,92	2,94	2,95	2,92	2,92	2,98	2,97	2,90	2,94	2,93
<b>Fe2+</b>	1,83	1,57	1,69	1,62	1,86	1,57	1,83	1,66	1,89	1,51	1,75	1,74	1,86
<b>Mg</b>	2,60	2,99	2,85	2,88	2,60	2,99	2,69	2,75	2,56	2,93	2,81	2,66	2,65
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,41	0,34	0,37	0,36	0,42	0,34	0,40	0,38	0,42	0,34	0,38	0,40	0,41
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,45	4,57	4,55	4,51	4,47	4,57	4,52	4,42	4,45	4,45	4,57	4,40	4,51
<b>Al IV</b>	1,02	1,06	1,08	1,08	1,06	1,05	1,08	1,08	1,02	1,03	1,10	1,06	1,07
<b>Altotal</b>	2,38	2,36	2,40	2,42	2,41	2,34	2,37	2,46	2,37	2,38	2,40	2,40	2,41
<b>AlVI</b>	1,36	1,30	1,32	1,34	1,35	1,29	1,29	1,38	1,35	1,34	1,30	1,34	1,34
<b>Al + Vacancia</b>	1,55	1,43	1,45	1,49	1,53	1,43	1,48	1,58	1,55	1,55	1,43	1,60	1,49
<b>vacancia</b>	0,20	0,13	0,14	0,15	0,18	0,14	0,18	0,20	0,20	0,20	0,13	0,26	0,15

## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P 58_23	P 58_24	P 58_25	P 58_26	P 58_27	P 58_28	P 58_29	P 58_30	P 58_31	P 58_32	P 58_33	P 58_34	P 58_35
<b>Si</b>	2,93	2,92	2,92	2,96	2,94	2,92	2,92	2,93	2,95	3,00	2,97	2,93	2,89
<b>Fe2+</b>	1,59	1,63	1,71	2,11	1,55	1,76	1,74	1,73	1,88	2,10	1,84	1,69	1,72
<b>Mg</b>	2,91	2,85	2,90	2,53	2,94	2,80	2,75	2,79	2,69	2,47	2,65	2,86	2,80
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,35	0,36	0,37	0,46	0,35	0,39	0,39	0,38	0,41	0,46	0,41	0,37	0,38
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,51	4,49	4,62	4,65	4,50	4,57	4,50	4,52	4,58	4,58	4,49	4,56	4,52
<b>Al IV</b>	1,07	1,08	1,08	1,04	1,06	1,08	1,08	1,07	1,05	1,00	1,03	1,07	1,11
<b>Altotal</b>	2,40	2,43	2,34	2,28	2,40	2,38	2,43	2,38	2,32	2,26	2,36	2,37	2,44
<b>AlVI</b>	1,33	1,35	1,27	1,24	1,34	1,30	1,35	1,32	1,27	1,26	1,33	1,30	1,34
<b>Al + Vacancia</b>	1,49	1,51	1,38	1,35	1,50	1,43	1,50	1,48	1,42	1,42	1,51	1,44	1,48
<b>vacancia</b>	0,17	0,16	0,12	0,12	0,16	0,13	0,15	0,16	0,15	0,16	0,18	0,14	0,14

## CLORITA I - Fórmula Química-continuação

	P 58_36	P 58_37	P 58_38
<b>Si</b>	2,94	2,98	2,94
<b>Fe2+</b>	1,97	1,85	1,58
<b>Mg</b>	2,59	2,64	2,92
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,43	0,41	0,35
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,57	4,49	4,50
<b>Al IV</b>	1,06	1,02	1,06
<b>Altotal</b>	2,34	2,35	2,40
<b>AlVI</b>	1,28	1,33	1,34
<b>Al + Vacancia</b>	1,43	1,51	1,50
<b>vacancia</b>	0,15	0,18	0,17

## CLORITA II - Fórmula Química

	P49 S6 1	P49 S6 2	P49 S6 3	P49 S6 4	P49 S6 5	P49 S6 6	P49 S6 7	P49 S6 8	P49 S6 10	P49 S6 11
<b>Si</b>	2,78		2,79	2,81	2,79	2,77	2,74	2,73	2,82	2,83
<b>Fe</b>	2,66	1,77	2,56	2,45	2,62	2,71	2,91	2,69	3,28	3,35
<b>Mg</b>	1,54	2,85	1,62	1,66	1,60	1,55	1,42	1,64	1,50	1,35
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,63	0,38	0,61	0,60	0,62	0,64	0,67	0,62	0,69	0,71
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,21	4,63	4,18	4,11	4,23	4,26	4,34	4,34	4,79	4,71
<b>Al IV</b>	1,22	0,97	1,21	1,19	1,21	1,23	1,26	1,27	1,18	1,17
<b>Al total</b>	2,81	2,19	2,81	2,83	2,77	2,78	2,77	2,77	2,36	2,42
<b>Al VI</b>	1,59	1,22	1,60	1,64	1,56	1,55	1,51	1,51	1,18	1,24
<b>vacancia</b>	0,21	0,15	0,22	0,25	0,20	0,19	0,15	0,15	0,03	0,05
<b>Al + vacancia</b>	1,79	1,37	1,82	1,89	1,77	1,74	1,66	1,66	1,21	1,29

## CLORITA II - Fórmula Química-continuação

	<b>P49_S6_12</b>	<b>CAM 10_1</b>	<b>CAM 10_2</b>	<b>CAM 10_3</b>	<b>CAM 42_1</b>	<b>CAM 42_2</b>	<b>CAM 42_3</b>
<b>Si</b>	2,84	2,83	2,79	2,87	2,84	2,84	2,86
<b>Fe</b>	3,25	3,18	3,32	3,30	3,51	3,05	3,20
<b>Mg</b>	1,37	1,38	1,27	1,14	1,14	1,47	1,29
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,70	0,70	0,72	0,74	0,75	0,67	0,71
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,62	4,58	4,61	4,44	4,66	4,52	4,49
<b>Al IV</b>	1,16	1,17	1,21	1,13	1,16	1,16	1,14
<b>Al total</b>	2,44	2,48	2,54	2,52	2,43	2,50	2,51
<b>Al VI</b>	1,28	1,31	1,32	1,39	1,27	1,35	1,37
<b>vacancia</b>	0,09	0,11	0,07	0,17	0,07	0,13	0,14
<b>Al + vacancia</b>	1,38	1,42	1,39	1,56	1,34	1,48	1,51

## CLORITA III - Fórmula Química

	<b>CAM1_1</b>	<b>CAM1_2</b>	<b>CAM1_3</b>	<b>CAM1_4</b>	<b>CAM1_5</b>	<b>CAM1_6</b>	<b>CAM1_7</b>	<b>CAM1_8</b>	<b>CAM1_9</b>	<b>CAM1_10</b>	<b>CAM1_11</b>	<b>CAM1_12</b>	<b>CAM1_13</b>
<b>Si</b>	2,82	2,83	2,79	2,78	2,85	2,81	2,73	2,75	2,75	2,78	2,78	2,76	2,81
<b>Fe2+</b>	2,87	2,62	2,48	2,63	2,47	2,45	2,85	2,75	2,61	2,55	2,40	2,69	2,60
<b>Mg</b>	1,75	1,91	1,95	1,95	1,88	2,22	1,84	1,94	2,02	2,03	2,20	1,89	1,88
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,62	0,58	0,56	0,57	0,57	0,52	0,61	0,59	0,56	0,56	0,52	0,59	0,58
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,66	4,55	4,45	4,60	4,37	4,69	4,71	4,71	4,64	4,60	4,62	4,60	4,50
<b>Al IV</b>	1,18	1,17	1,21	1,22	1,15	1,19	1,27	1,25	1,25	1,22	1,22	1,24	1,19
<b>Al total</b>	2,42	2,50	2,60	2,52	2,57	2,43	2,50	2,49	2,55	2,53	2,52	2,56	2,53
<b>Al VI</b>	1,24	1,32	1,39	1,30	1,42	1,24	1,24	1,24	1,30	1,31	1,30	1,32	1,35
<b>vacancia</b>	0,10	0,13	0,15	0,10	0,21	0,07	0,05	0,05	0,06	0,09	0,08	0,08	0,15
<b>Al + vacancia</b>	1,34	1,45	1,55	1,40	1,63	1,31	1,29	1,29	1,36	1,40	1,38	1,40	1,50

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	CAM1_14	CAM1_15	CAM1_16	CAM1_17	CAM1_18	CAM1_19	CAM1_20	CAM1_21	CAM1_22	CAM1_23	CAM1_24	CAM1_25	CAM1_26
<b>Si</b>	2,78	2,77	2,79	2,78	2,76	2,78	2,78	2,84	2,74	2,82	2,84	2,77	2,78
<b>Fe2+</b>	2,53	2,58	2,56	2,55	2,49	2,54	2,49	2,25	2,73	2,52	2,62	2,55	2,60
<b>Mg</b>	1,95	1,97	2,02	2,10	2,17	2,05	2,08	2,25	1,92	1,91	1,83	1,97	2,00
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,57	0,57	0,56	0,55	0,53	0,55	0,55	0,50	0,59	0,57	0,59	0,56	0,57
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,50	4,58	4,60	4,67	4,68	4,61	4,59	4,52	4,68	4,45	4,47	4,54	4,62
<b>Al IV</b>	1,22	1,23	1,21	1,22	1,24	1,22	1,22	1,16	1,26	1,18	1,16	1,23	1,22
<b>Al total</b>	2,59	2,56	2,52	2,49	2,52	2,52	2,53	2,51	2,53	2,54	2,52	2,57	2,51
<b>Al VI</b>	1,37	1,33	1,31	1,27	1,27	1,30	1,31	1,35	1,26	1,36	1,36	1,34	1,30
<b>vacancia</b>	0,13	0,09	0,09	0,06	0,05	0,09	0,10	0,13	0,06	0,18	0,17	0,13	0,08
<b>Al + vacancia</b>	1,50	1,42	1,40	1,33	1,32	1,39	1,41	1,48	1,32	1,55	1,53	1,46	1,38

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	CAM1_27	CAM1_28	CAM1_29	CAM1_30	CAM1_31	CAM1_33	CAM1_34	CAM1_35	CAM1_36	CAM1_37	CAM1_38	CAM1_39	CAM1_41
<b>Si</b>	2,81	2,77	2,76	2,76	2,74	2,94	2,74	2,87	2,81	2,84	2,75	2,83	2,80
<b>Fe2+</b>	2,74	2,53	2,33	2,28	2,35	2,77	2,97	2,78	2,93	2,86	3,01	2,89	2,89
<b>Mg</b>	1,77	2,10	2,22	2,25	2,21	1,82	1,69	1,64	1,58	1,87	1,62	1,69	1,70
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,61	0,55	0,51	0,50	0,52	0,60	0,64	0,63	0,65	0,61	0,65	0,63	0,63
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,56	4,64	4,57	4,55	4,57	4,62	4,74	4,47	4,58	4,76	4,70	4,62	4,63
<b>Al IV</b>	1,19	1,23	1,24	1,24	1,26	1,06	1,26	1,13	1,19	1,16	1,25	1,17	1,20
<b>Al total</b>	2,51	2,53	2,55	2,50	2,51	2,33	2,50	2,48	2,51	2,35	2,52	2,45	2,50
<b>Al VI</b>	1,33	1,30	1,31	1,27	1,25	1,26	1,24	1,35	1,32	1,19	1,27	1,28	1,29
<b>vacancia</b>	0,12	0,06	0,13	0,19	0,18	0,12	0,02	0,17	0,10	0,05	0,04	0,10	0,08
<b>Al + vacancia</b>	1,44	1,36	1,43	1,45	1,43	1,38	1,26	1,53	1,42	1,24	1,30	1,38	1,37

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	CAM1_43	CAM1_44	CAM1_45	CAM14_1	CAM14_2	CAM14_3	CAM14_4	CAM14_5	CAM14_6	CAM14_7	CAM14_8	CAM14_9	CAM14_10
<b>Si</b>	2,78	2,89	2,84	2,83	2,81	2,83	2,82	2,82	2,81	2,77	2,79	2,80	2,81
<b>Fe2+</b>	2,86	2,87	2,89	2,84	3,14	3,09	2,95	2,89	2,90	3,21	3,01	2,81	2,95
<b>Mg</b>	1,70	1,79	1,59	1,71	1,42	1,62	1,83	1,61	1,69	1,54	1,63	1,67	1,64
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,63	0,62	0,65	0,62	0,69	0,66	0,62	0,64	0,63	0,68	0,65	0,63	0,64
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,62	4,69	4,53	4,60	4,61	4,73	4,82	4,56	4,65	4,80	4,71	4,57	4,64
<b>Al IV</b>	1,22	1,11	1,16	1,17	1,19	1,17	1,18	1,18	1,19	1,23	1,21	1,20	1,19
<b>Al total</b>	2,48	2,33	2,52	2,47	2,49	2,38	2,34	2,50	2,46	2,42	2,45	2,53	2,47
<b>Al VI</b>	1,26	1,22	1,36	1,30	1,30	1,21	1,16	1,32	1,27	1,19	1,24	1,33	1,28
<b>vacancia</b>	0,12	0,09	0,11	0,11	0,09	0,05	0,02	0,12	0,08	0,01	0,05	0,11	0,08
<b>Al + vacancia</b>	1,38	1,31	1,47	1,40	1,39	1,27	1,18	1,44	1,35	1,20	1,29	1,43	1,36

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	CAM14_11	CAM14_12	CAM14_13	CAM14_14	CAM14_15	CAM14_16	CAM14_17	CAM14_18	CAM14_19	CAM14_20	CAM14_21
<b>Si</b>	2,81	2,80	2,83	2,88	2,83	2,78	2,77	2,79	2,81	2,83	2,80
<b>Fe2+</b>	3,00	3,12	2,87	2,84	3,00	2,98	2,95	3,00	3,18	2,87	3,00
<b>Mg</b>	1,73	1,57	1,67	1,58	1,70	1,59	1,58	1,55	1,68	1,70	1,60
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,63	0,67	0,63	0,64	0,64	0,65	0,65	0,66	0,65	0,63	0,65
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,76	4,74	4,58	4,48	4,74	4,66	4,62	4,65	4,89	4,62	4,67
<b>Al IV</b>	1,19	1,20	1,17	1,12	1,17	1,22	1,23	1,21	1,19	1,17	1,20
<b>Al total</b>	2,38	2,42	2,48	2,49	2,38	2,49	2,53	2,49	2,30	2,45	2,46
<b>Al VI</b>	1,20	1,22	1,31	1,36	1,21	1,27	1,30	1,28	1,11	1,29	1,26
<b>vacancia</b>	0,05	0,05	0,11	0,15	0,05	0,07	0,08	0,07	0,00	0,09	0,07
<b>Al + vacancia</b>	1,24	1,26	1,42	1,52	1,26	1,34	1,38	1,35	1,11	1,38	1,33

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	CAM14_22	CAM14_23	CAM14_24	CAM14_25	CAM14_26	CAM14_27	CAM14_28	CAM14_29	CAM14_30	CAM14_31	CAM14_32
<b>Si</b>	2,82	2,87	2,86	2,84	2,83	2,84	2,84	2,76	2,79	2,79	2,85
<b>Fe2+</b>	2,92	2,85	2,79	2,83	2,90	2,75	2,95	2,89	3,00	2,96	2,80
<b>Mg</b>	1,72	1,76	1,73	1,66	1,72	1,76	1,83	1,60	1,56	1,57	1,96
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,63	0,62	0,62	0,63	0,63	0,61	0,62	0,64	0,66	0,65	0,59
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,69	4,64	4,58	4,57	4,67	4,59	4,80	4,54	4,63	4,60	4,78
<b>Al IV</b>	1,18	1,13	1,14	1,16	1,17	1,16	1,16	1,24	1,21	1,21	1,15
<b>Al total</b>	2,40	2,38	2,40	2,46	2,41	2,44	2,34	2,61	2,50	2,52	2,34
<b>Al VI</b>	1,22	1,25	1,26	1,29	1,24	1,29	1,18	1,37	1,29	1,32	1,19
<b>vacancia</b>	0,09	0,11	0,16	0,13	0,08	0,12	0,03	0,09	0,07	0,09	0,03
<b>Al + vacancia</b>	1,31	1,36	1,42	1,43	1,33	1,41	1,20	1,46	1,37	1,40	1,22

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	CAM14_33	CAM14_34	CAM14_35	CAM14_36	CAM14_37	CAM14_38	CAM14_39	CAM14_40	CAM14_41	CAM14_42	CAM14_43
<b>Si</b>	2,87	2,88	2,79	2,80	2,77	2,81	2,79	2,88	2,92	2,79	2,88
<b>Fe2+</b>	2,89	2,76	3,02	2,95	3,13	2,84	2,99	2,75	2,94	3,03	2,72
<b>Mg</b>	1,90	1,76	1,59	1,56	1,55	1,59	1,54	1,85	1,57	1,56	1,80
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,60	0,61	0,66	0,65	0,67	0,64	0,66	0,60	0,65	0,66	0,60
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,81	4,54	4,65	4,59	4,74	4,49	4,60	4,63	4,55	4,67	4,54
<b>Al IV</b>	1,13	1,12	1,21	1,20	1,23	1,19	1,21	1,12	1,08	1,21	1,12
<b>Al total</b>	2,28	2,45	2,50	2,52	2,45	2,57	2,52	2,39	2,36	2,47	2,44
<b>Al VI</b>	1,15	1,33	1,29	1,32	1,22	1,38	1,31	1,27	1,29	1,26	1,32
<b>vacancia</b>	0,04	0,13	0,06	0,09	0,04	0,13	0,09	0,11	0,16	0,07	0,14
<b>Al + vacancia</b>	1,19	1,46	1,35	1,41	1,26	1,51	1,40	1,37	1,45	1,33	1,46

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	<b>CAM14_46</b>	<b>CAM14_47</b>	<b>CAM14_48</b>	<b>CAM14_49</b>	<b>CAM14_50</b>	<b>CAM14_51</b>	<b>CAM14_52</b>	<b>CAM14_53</b>	<b>CAM14_54</b>	<b>CAM14_55</b>	<b>CAM14_56</b>
<b>Si</b>	2,86	2,84	2,85	2,79	2,82	2,82	2,91	2,87	2,77	2,76	2,73
<b>Fe2+</b>	2,93	2,96	2,81	3,09	2,97	2,98	2,68	2,85	2,29	2,29	2,31
<b>Mg</b>	1,57	1,73	1,76	1,65	1,68	1,67	1,65	1,73	2,44	2,42	2,39
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,65	0,63	0,62	0,65	0,64	0,64	0,62	0,62	0,48	0,49	0,49
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,55	4,72	4,62	4,78	4,70	4,68	4,37	4,62	4,75	4,73	4,73
<b>Al IV</b>	1,14	1,16	1,15	1,21	1,18	1,18	1,09	1,13	1,23	1,24	1,27
<b>Al total</b>	2,44	2,38	2,43	2,40	2,43	2,43	2,48	2,37	2,46	2,47	2,53
<b>Al VI</b>	1,30	1,22	1,29	1,19	1,25	1,25	1,40	1,24	1,22	1,24	1,26
<b>vacancia</b>	0,15	0,06	0,10	0,03	0,06	0,07	0,23	0,14	0,02	0,03	0,01
<b>Al + vacancia</b>	1,45	1,28	1,38	1,22	1,30	1,32	1,63	1,38	1,25	1,27	1,27

## CLORITA III - Fórmula Química - continuação

	<b>CAM14_57</b>	<b>CAM14_58</b>	<b>CAM14_59</b>	<b>CAM14_60</b>	<b>CAM14_61</b>	<b>CAM14_62</b>	<b>CAM14_63</b>	<b>CAM14_64</b>	<b>CAM14_65</b>	<b>CAM14_67</b>
<b>Si</b>	2,75	2,75	2,77	2,76	2,78	2,78	2,75	2,82	2,83	2,93
<b>Fe2+</b>	2,29	2,31	2,00	2,06	2,16	2,05	2,03	2,93	2,94	2,71
<b>Mg</b>	2,42	2,40	2,66	2,60	2,53	2,69	2,64	1,69	1,57	1,78
<b>Fe/Fe+Mg</b>	0,49	0,49	0,43	0,44	0,46	0,43	0,43	0,63	0,65	0,60
<b>R2 (Fe+Mg+Mn)</b>	4,74	4,74	4,70	4,69	4,73	4,76	4,70	4,66	4,56	4,51
<b>Al IV</b>	1,25	1,25	1,23	1,24	1,22	1,22	1,25	1,18	1,17	1,07
<b>Al total</b>	2,49	2,49	2,49	2,51	2,46	2,43	2,52	2,43	2,49	2,38
<b>Al VI</b>	1,24	1,24	1,25	1,27	1,23	1,21	1,27	1,25	1,33	1,31
<b>vacancia</b>	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04	0,02	0,03	0,08	0,11	0,18
<b>Al + vacancia</b>	1,26	1,26	1,30	1,31	1,27	1,24	1,30	1,34	1,44	1,49