

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

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DOS PÓRFIROS E DAS
ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E QUÍMICA MINERAL DOS
FILOSSILICATOS ASSOCIADOS NO SISTEMA YARUMALITO,
ANTIOQUIA-COLÔMBIA.**

DIANA MARCELA BARRERA CORTES

ORIENTADOR – Prof. Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADOR – Prof. Dra. Juliana Charão Marques

Porto Alegre – 2015

Programa de Pós-Graduação em Geociências – UFRGS
Av. Bento Gonçalves 9500-Agronomia. Cx.P.15.001. Prédio 43.113S-207B-91509-900. Porto Alegre,RS
Tel.: (051)316-6340 Ramais 6340/6332 FAX: (051)316-6340
E-mail: ppggeo@ufrgs.br

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

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DOS PÓRFIROS E DAS
ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E QUÍMICA MINERAL DOS
FILOSSILICATOS ASSOCIADOS NO SISTEMA YARUMALITO,
ANTIOQUIA-COLÔMBIA.**

DIANA MARCELA BARRERA CORTES

ORIENTADOR - Prof. Dr. José Carlos Frantz

CO-ORIENTADOR - Prof. Dra. Juliana Charão Marques

BANCA EXAMINADORA.

Profa. Dr^a. Irani Clezar Mattos, Centro de Ciências, Universidade Federal do Ceará.

Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Prof. Dr. Antonio Pedro Viero, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

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

Porto Alegre - 2015

CIP - Catalogação na Publicação

BARRERA CORTES, DIANA MARCELA
CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DOS PÓRFIROS E DAS
ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E QUÍMICA MINERAL DOS
FILOSSILICATOS ASSOCIADOS NO SISTEMA YARUMALITO,
ANTIOQUIA-COLÔMBIA / DIANA MARCELA BARRERA CORTES. --
2015.
100 f.

Orientador: JOSE CARLOS FRANTZ.
Coorientador: JULIANA CHARÃO MARQUES.

Dissertação (Mestrado) -- Universidade Federal do
Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências,
Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto
Alegre, BR-RS, 2015.

1. PETROGRAFIA. 2. QUIMICA MINERAL. 3.
FILOSSILICATOS. 4. PÓRFIRO. 5. COLÔMBIA. I. FRANTZ,
JOSE CARLOS, orient. II. CHARÃO MARQUES, JULIANA,
coorient. III. Título.

Elaborada pelo Sistema de Geração Automática de Ficha Catalográfica da UFRGS com os
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Aos meus pais (Cristóbal, Rosa, Enrique, Carmen)

Seus ensinamentos e conselhos são as bases do meu caminho

“El pasado es experiencia que el presente aprovecha y el futuro perfecciona”

Alicia Beatriz Angélica Araujo.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus, a minha família (Cristóbal, Rosa, Carmen, Enrique, Sandra, Jhon, Pipe e Vanesa) pelo apoio e carinho no percurso da minha vida e por sempre acreditarem em mim.

Aos meus orientadores José Carlos Frantz e Juliana Charão Marques pela orientação, apoio, estímulo, acompanhamento e ensinamentos não só acadêmicos, mas também pessoais.

Aos professores, colegas de estudo e laboratório (Isadora, Ricardo, Siegbert, Carlos, João, Francisco, Marco e Ronei) da UFRGS que forneceram grandes ensinamentos para minha vida.

Às minhas colegas de moradia Lina e Diana pelo suporte.

À Diana Marcela Sánchez Celis pelo carinho, pelas risadas e por todos aqueles bons momentos que compartilhamos junto, todas aquelas lembranças vão ficar sempre no meu coração. À Ivonne Malaver e Pedro Ignacio Salazar Salamanca pela paciência, por sempre ficar do meu lado e me acompanhar nos momentos difíceis.

À (Cordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) CAPES pela bolsa de mestrado, ao professor Nilson Francisquini Botelho e a sua equipe de trabalho no laboratório de Microsonda Eletrônica da UnB pelo suporte e acompanhamento durante as análises de química mineral, a Sergio Reyes e Leonardo Santacruz por me acolher e acompanhar em Brasília.

RESUMO

O Pórfiro Yarumalito está localizado na parte norte do Distrito Mineiro Marmato a oeste do vale do rio Cauca-Patía, no Departamento de Antioquia. Este distrito mineiro é reconhecido pela histórica exploração das mineralizações de ouro. Os depósitos de ouro na região estão associados a veios controlados por estruturas e em stockworks, que são desenvolvidos em rochas ígneas associadas a eventos magmáticos do miocénico superior como a Formação Cômbia.

Nesta dissertação foram caracterizadas rochas porfíricas de composição andesítica, dacítica mineralizada e dacítica estéril, junto com as alterações hidrotermais que afetaram principalmente as últimas, utilizando microscopia óptica convencional (luz transmitida e refletida) e equipamentos de MEV na Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Os resultados da petrografia permitiram distinguir no pórfiro dacítico mineralizado estágios de alteração potássica, propilítica e fílica, que indicam intensa circulação de fluidos em um amplo intervalo de temperatura, enquanto no pórfiro dacítico estéril se distinguiu só sericitização.

Nestas alterações se fez uma seleção criteriosa de exemplares de mica trioctaédrica, clorita e mica dioctaédrica que foram analisados por microsonda eletrônica na Universidade de Brasília.

Os resultados da química mineral sugerem a ocorrência de diversas trocas catiônicas durante o estágio magmático–hidrotermal. Estas trocas têm lugar tanto no sitio VI como no sitio IV, incluindo elementos como Si, Al, Mg, Fe, Ti e Mn. Estas trocas afetaram a composição no sitio A (intercamada) e também têm efeito na quantidade de ânions de F e Cl presentes na estrutura dos minerais analisados.

Tanto as micas trioctaédricas magmáticas do pórfiro dacítico mineralizado como as da alteração potássica correspondem com biotitas magnésias, no entanto as micas trioctaédricas hidrotermais têm tendência para flogopitas, mostrando o aumento de Mg no sistema. Nas micas dioctaédricas se observa uma tendência para fengita no estágio correspondente com o

pórfiro dacíto mineralizado. Para as cloritas a maior parte dos exemplares analisados corresponde com ripidiolitas.

Palavras Chave: Petrografía, química mineral, filossilicatos, Yarumalito, pórfiro, Colômbia.

ABSTRACT

The Yarumalito Porphyry is located in the northern part of the Mining District Marmato to west of the Cauca-Patía river valley in the Department of Antioquia. This mining district is known for historical exploration of gold mineralization. The gold deposits in the region are associated with veins controlled by structures and stockworks, which are developed in igneous rocks associated with magmatic events of the late Miocene as Combia Formation.

In this thesis were characterized porphyritic rocks of andesitic and dacitic (mineralized and barren) composition and the hydrothermal alteration that affected principally the last two, using conventional optical microscopy (transmitted and reflected light) and SEM equipment at the Federal University of Rio Grande do Sul. The results of petrography allowed distinguish in the mineralized dacitic porphyry mainly stages of potassic alteration, propylitic alteration and phyllic alteration, indicating intense circulation of fluids in a wide temperature range. Meanwhile barren dacitic porphyry only has phyllic alteration.

In these alteration were made a careful selection of trioctahedral mica, chlorite and dioctahedral mica that were analyzed by electron microprobe at the University of Brasilia.

The results of mineral chemistry suggest the occurrence of several cationic exchanges during magmatic-hydrothermal stage. These exchanges take place both on site VI and in the site IV, including elements such as Si, Al, Mg, Fe, Ti and Mn. These changes affected the composition of A site (interlayer) and also have effect on the amount of anions of F and Cl in the structure of analyzed minerals.

Both, the magmatic trioctahedral micas of mineralized dacitic porphyry and that generated in potassic alteration correspond with magnesium biotites, however hydrothermal

trioctahedral micas have tendency to phlogopites indicating the rise in Mg content in the system, dioctahedral micas have a tendency for phengite in stages corresponding with the mineralized dacitic porphyry. Chlorites in most analyzed samples correspond to ripidiolitas.

Keywords: Petrography, mineral chemistry, phyllosilicates, Yarumalito, porphyry, Colombia.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Localização do Projeto Yarumalito.	16
Figura 2. Mapa litotectônico e estrutural da Colômbia.	17
Figura 3. Configuração tectônica do noroeste de Sul América.	18
Figura 4. Cinturões metalogenéticos da Colômbia.	19
Figura 5. Mapa geológico simplificado da área do projeto Yarumalito.	25
Figura 6. Intrusivos reconhecidos na zona de estudo.	27
Figura 7. Alterações hidrotermais no pórfiro dacito mineralizado.	28
Figura 8. Distribuição mundial dos pórfiros de Cu.	30
Figura 9. Esquema de depósito tipo pórfiro.	31
Figura 10. Esquema dos depósitos epitermais.	33
Figura 11. Estrutura dos filossilicatos e arranjos de tipo TOT.	38
Figura 12. Polítipos das micas.	39
Figura 13. Relação entre as camadas 2:1 e a inter-camada, nos politipos I e II.	40
Figura 14. Interação de elétrons.	44
Figura 15. Esquema do núcleo interno.	46
Figura 16. Esquema do microscópio eletrônico de varredura.	48
Figura 17. Esquema da microsonda eletrônica.	48

SUMARIO

1	CAPÍTULO - INTRODUÇÃO	13
1.1	Objetivo	13
1.2	Introdução	13
2	CAPÍTULO - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO	15
2.1	Localização da área	15
2.2	Contexto geológico	16
2.2.1	Geologia regional	19
2.2.2	Aspectos geológicos do Pórfiro Yarumalito	24
2.2.2.1	Geologia local	26
3	CAPÍTULO - REVISÃO CONCEITUAL	29
3.1	Depósitos minerais	29
3.1.1	Depósitos minerais do tipo pórfiro	29
3.1.2	Sistemas epitermais	32
3.1.2.1	Classificação dos depósitos epitermais	33
3.2	Alteração hidrotermal	36
3.3	Filossilicatos	37
3.3.1	Micas	38
3.3.2	Clorita	39
4	CAPÍTULO – METODOLOGIA	41
4.1	Revisão bibliográfica	41
4.2	Petrografia	41
4.3	Microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica	42

4.3.1	Princípios da microscopia eletrônica de varredura e de microsonda eletrônica	42
4.3.1.1	Interação de elétrons.	43
4.3.1.2	Componentes do Microscópio Eletrônico de Varredura e da Microsonda Eletrônica	46
5	CAPÍTULO - REFERÊNCIAS	49
6	CAPÍTULO – PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA	54
	ANEXOS	98
	ANEXO A - HISTÓRICO ESCOLAR	99
	ANEXO B - RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO	100

Sobre a Estrutura desta Dissertação:

A dissertação de mestrado intitulada “CARACTERIZAÇÃO PETROGRAFICA DOS PÓRFIROS E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS E QUÍMICA MINERAL DOS FILOSSILICATOS ASSOCIADOS NO SISTEMA YARUMALITO, ANTIOQUIA-COLÔMBIA” está estruturada na forma de artigo científico, conforme as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO) da UFRGS, sua organização compreende as seguintes partes principais.

Capítulo 1. INTRODUÇÃO

Capítulo 2. LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO: inclui aspectos de localização, uma breve resenha histórica e compila informações sobre a geologia regional e o contexto geotectônico da área do projeto.

Capítulo 3. REVISÃO CONCEITUAL: detalha os principais aspectos dos depósitos de tipo pórfiro e epitermal, das alterações hidrotermais e da estrutura dos filossilicatos a serem analisados.

Capítulo 4. METODOLOGIA: reúne aspectos metodológicos com o objetivo de revisar informações relevantes para a obtenção dos resultados petrográficos e de química mineral que consistem no principal objetivo desta dissertação.

Capítulo 5. REFERÊNCIAS.

Capítulo 6. ARTIGOS CIENTÍFICOS: intitulados “SISTEMA PORFIRITICO YARUMALITO, ANTIOQUIA: PETROGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES” e “QUÍMICA MINERAL DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A PÓRFIDOS DACITICOS DO SISTEMA PORFIRÍTICO YARUMALITO, ANTIOQUIA, COLOMBIA” foram submetidos para a revista BOLETÍN DE GEOLOGIA.

1 CAPÍTULO - INTRODUÇÃO

1.1 Objetivo

O objetivo desta dissertação de mestrado é fazer a caracterização das alterações hidrotermais dos pórfiros do sistema Yarumalito, conforme o que foi estabelecido nas secções YAR-06, YAR-17 e YAR-19 e detalhar os filossilicatos dessas alterações associados à mineralização com base em análises de química mineral, visando estabelecer:

- a) assembléia mineral das alterações hidrotermais, assim como o minério associado e suas formas de ocorrência.
- b) composições químicas e tipologia dos filossilicatos de alteração.
- c) a evolução dos fluidos magmático-hidrotermais que têm atuado no sistema, com base nas mudanças composicionais dos filossilicatos estudados.

1.2 Introdução

O sistema estudado (Pórfiro Yarumalito) faz parte de um dos maiores distritos mineiros da Colômbia (Distrito Mineiro de Marmato), que abrange os departamentos de Antioquia, Caldas e Risaralda. O Pórfiro Yarumalito fica localizado na Cordilheira Ocidental dos Andes colombianos e apesar da área ter sido explorada desde tempos pré-colombianos por tribos autóctones, o conhecimento geológico é ainda restrito.

O depósito estudado tem característica de tipo pórfiro, Henrich *et al.* (2013) expõe que a mineralização de ouro ocorre principalmente em veios que são controlados por estruturas e em stockworks que aparecem nas rochas subvulcânicas da Formação Cômbia, cuja idade segundo estudos dos episódios de vulcanismo explosivo oscila entre 10 e 6 Ma (RAMÍREZ *et al.*, 2006).

Para fazer as descrições petrográficas, se conto com a ajuda da Colombian Mines Corporation que disponibilizou secções dos testemunhos da sondagem YAR-06, YAR-17 e

YAR-19, nos quais além da petrografia se selecionaram minerais para química mineral. As análises de química mineral foram feitas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

A dissertação está organizada em capítulos segundo as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, os capítulos iniciais contém a localização, aspectos geológicos gerais, estado de arte do assunto tratado e metodologia, seguido pelo capítulo principal que compreende os artigos submetidos à Revista Boletín de Geología de la Universidad Industrial de Santander (Colômbia) englobando os resultados da pesquisa realizada durante o mestrado.

2 CAPÍTULO - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Localização da área

O projeto Yarumalito desenvolvido pela Colombian Mines Corporation está localizado no flanco leste da Cordilheira Ocidental da Colômbia, a oeste do vale do rio Cauca-Patía, no departamento de Antioquia (Fig. 1). O projeto fica a 120 km ao sul da cidade de Medellín, 11 km ao norte do povoado de Marmato e 4,3 km ao sul do povoado de Valparaíso. O acesso à área é feito pela rodovia Pan-Americana, num percurso de aproximadamente 109 km que liga a cidade de Medellín ao povoado La Pintada, dali é possível pegar uma boa estrada para o povoado de Valparaíso e finalmente passar à área do projeto (CHAMOIS, 2006).

Este projeto está localizado na parte norte do Distrito Mineiro Marmato (DMM), que abrange os departamentos de Caldas, Risaralda e Antioquia, regiões conhecidas historicamente pela mineralização de ouro. No caso do DMM, Valencia (1990) cita alguns registros históricos que fazem referência à exploração do ouro pelas tribos autóctones da área, principalmente a tribo Quimbaya, enquanto Sandoval (2012) expõe que as minas de veios são exploradas desde o século XVI.

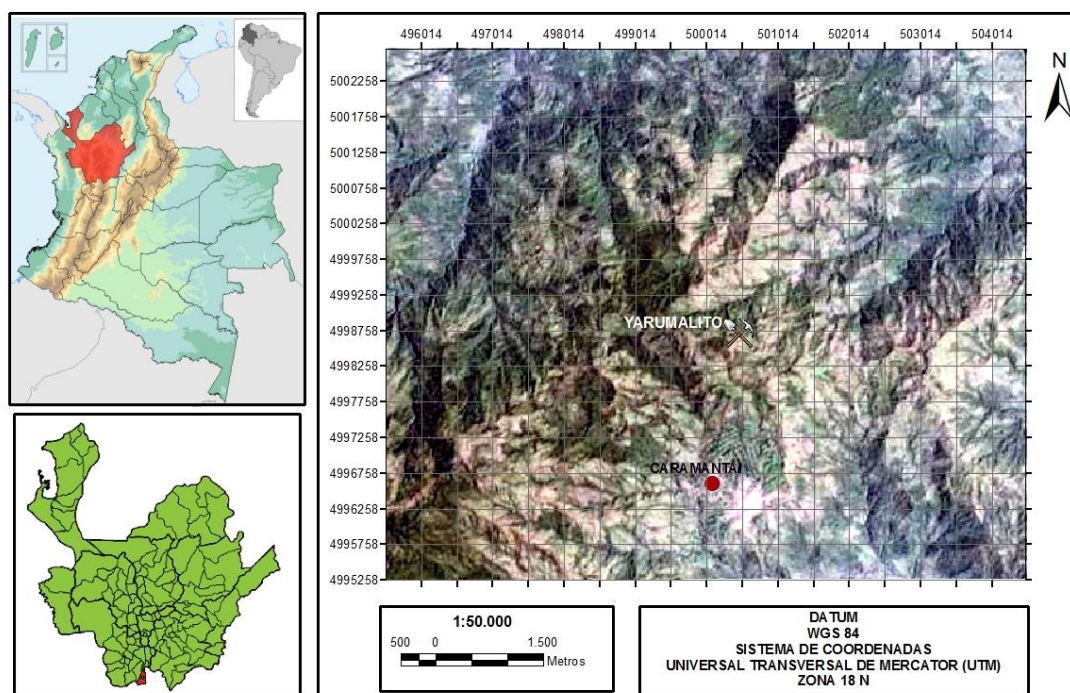


Figura 1. Localização do Projeto Yarumalito.

2.2 Contexto geológico

Diversos autores (ETAYO *et al.*, 1983; GÓMEZ *et al.*, 2007; CEDIEL *et al.*, 2003; PARDO-TRUJILLO *et al.*, 2002) têm modelado o território colombiano dividindo-o em províncias geológicas diferenciadas segundo as suas características litológicas, idade e limites estruturais (Fig. 2).

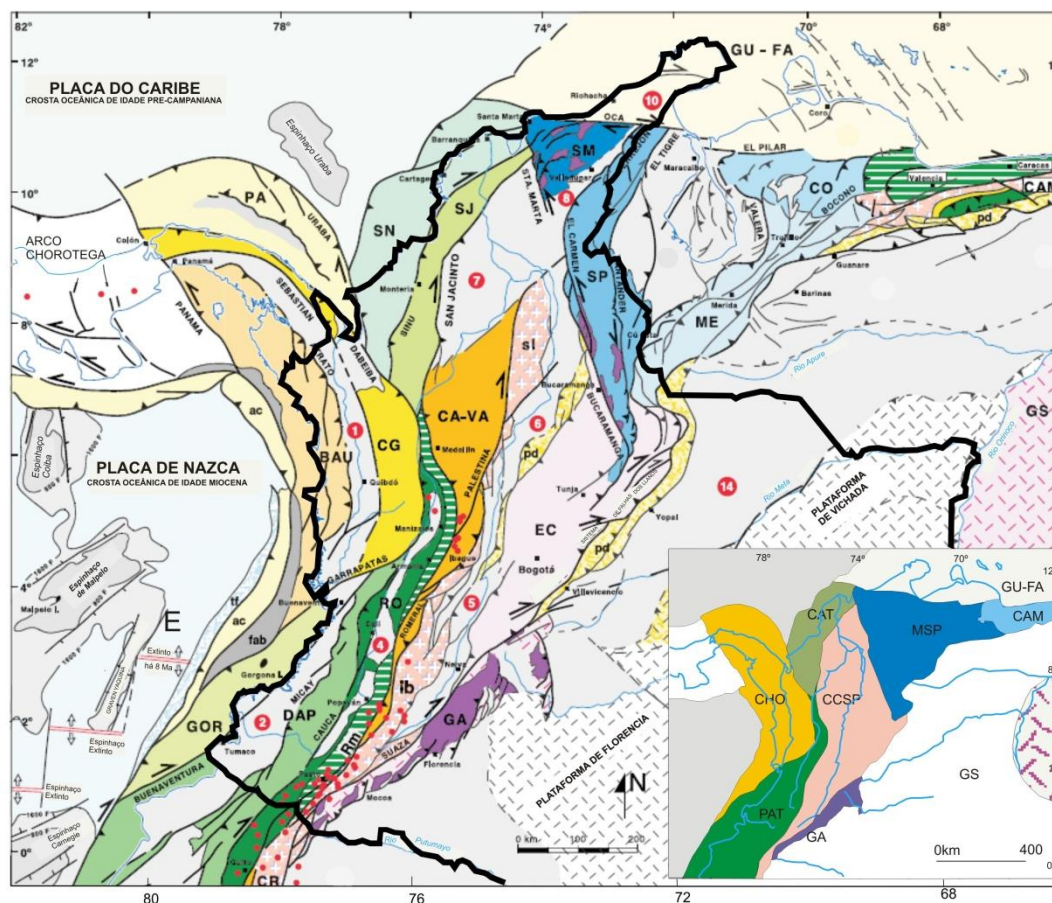


Figura 2. Mapa litotectônico e estrutural da Colômbia, modificado de Cediel *et al.*, 2003.

Estas províncias evoluíram como consequência de múltiplos eventos acrescionários de terrenos móveis sobre a área estável do escudo da Guiana. Além disso, ocorreram mudanças nos regimes tectônicos imperantes na área, que dão como resultado a configuração tectônica atual do país. Esta configuração está dada pela interação das placas litosféricas de Nazca, Caribe e Sul-américa, e da origem à expressão fisiográfica dos Andes colombianos formados por uma sucessão de altos e baixos topográficos que têm orientação aproximada N-S e são conhecidos como: Cordilheira Oriental, vale do rio Magdalena, Cordilheira Central, vale dos rios Cauca e Patía e Cordilheira Ocidental (Fig. 3) (CEDIEL *et al.*, 2003).

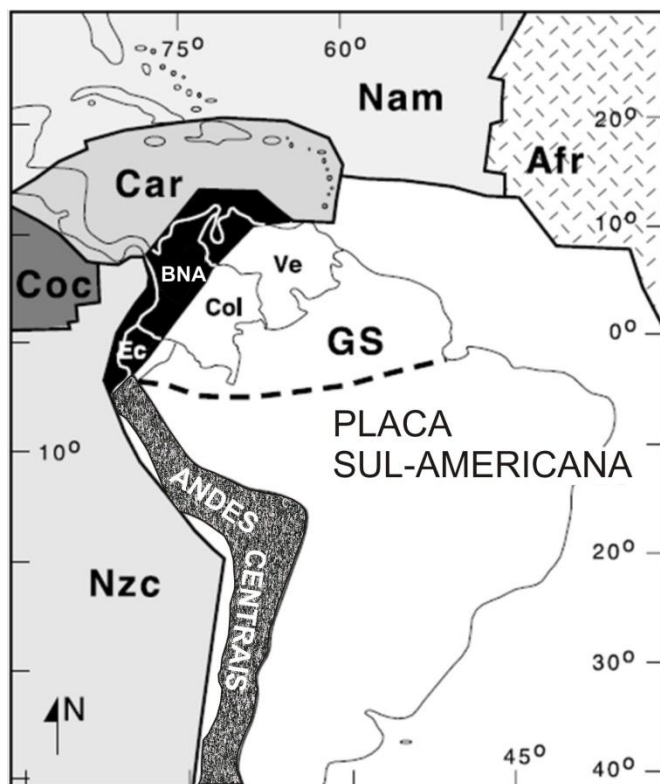


Figura 3. Configuração tectônica do noroeste de Sul América, modificado de Cediél *et al.* 2003. NAB=Bloco norte dos Andes; Car=Placa Caribe; Nzc=Placa de Nazca; Coc=Placa de Cocos; Nam=Placa de Norte América; Afr=Placa Africana; Gs= Escudo de Guiana; Ec, Col, Ve=limites geográficos de Equador, Colômbia e Venezuela respectivamente.

A Cordilheira Oriental é conformada por rochas do embasamento pré-cambriano e paleozóico do Escudo de Guiana e da bacia dos "llanos orientais". É delimitada ao oeste pelo sistema de falhas dos Llanos; a idade proposta para o início do soergimento está situada entre o eoceno superior e o oligoceno inferior (CABALLERO *et al.*, 2010). A Cordilheira Central é definida por Maya e GONZÁLEZ (1995) como um conjunto de mega unidades litodêmicas formadas por diversos grupos de rochas afetadas por numerosos pulsos magmáticos e eventos metamórficos, Toro *et al.* (2008) propõe uma idade entre o cretáceo e o paleoceno para esta cordilheira com base na diferenciação de pelo menos três etapas de soergimento. Por último, a Cordilheira Ocidental corresponde a uma sequência de rocas cristalinas máficas e ultramáficas acrescidas durante o mesozoico (VILLAGOMEZ *et al.*, 2011), é limitada a oeste pelo Sistema de Falhas Romeral, definido por Chicangana (2005). Sobre este sistema de falhas

Sillitoe (2008) localiza o cinturão metalogênico do Cauca médio, que contém alguns dos depósitos de ouro mais conhecidos do território colombiano (Fig. 4).

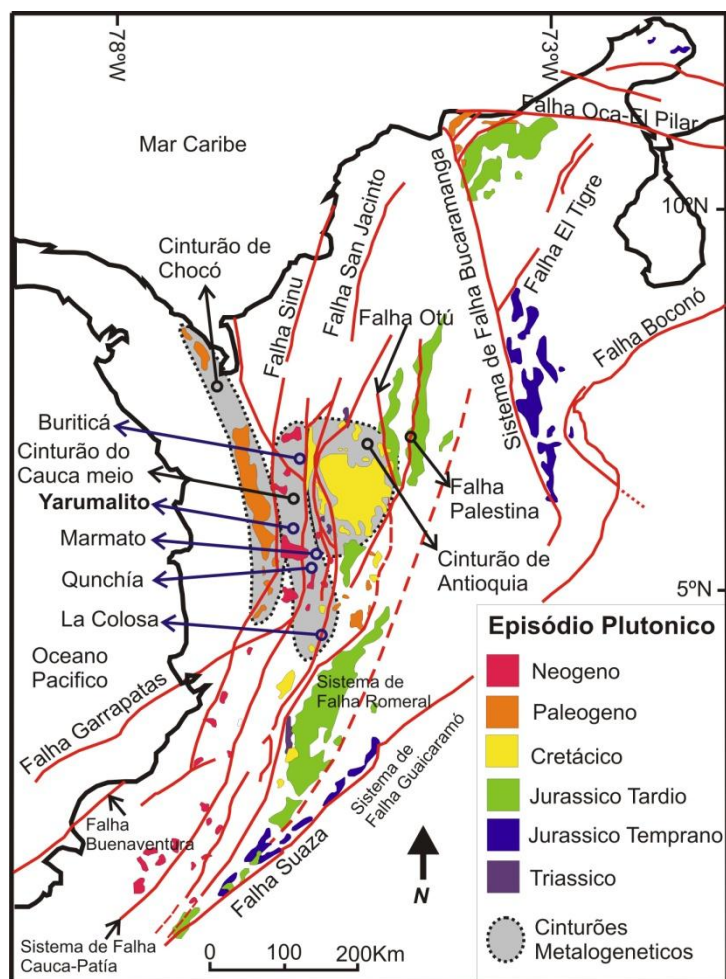


Figura 4. Localização dos cinturões metalogênicos, intrusivos mesozóicos e cenozóicos e principais depósitos de ouro no cinturão Cauca meio, modificado de Lesage *et al.*, 2013.

2.2.1 Geologia regional

A geologia regional da área de estudo esta representada pelas unidades que conformam os terrenos litotectônicos Cañas Gordas, Cauca-Romeral, Puquí e Cajamarca, aflorantes no Departamento de Antioquia. Estes terrenos foram descritos inicialmente por Etayo *et al.*

(1983) e posteriormente foram agrupados por Cediel *et al.* (2003) como parte do terreno tectônico ocidental.

Complexo Puquí: descrito inicialmente por Hall *et al.* (1972), corresponde a um bloco de rocas metamórficas encravadas entre a Cordilheira Central e a Cordilheira Ocidental onde predominam unidades de gnaisses de micas em contato com metagranitóides e migmatitos. As relações litológicas entre as diferentes unidades não estão definidas claramente, porém são interpretadas como resultado de um possível polimetamorfismo em fácies anfíbolito superior (GONZÁLES *et al.*, 1993 *apud* GONZÁLEZ, 2001). Os limites estruturais estão definidos pelas falhas Espírito Santo a sudeste, Murrucucú a norte e o sistema de falhas Romeral a oeste (ETAYO *et al.*, 1983).

Não há determinação sobre a idade desta unidade, porém foram obtidas idades K/Ar em moscovitas e biotitas, oscilando entre 211 \pm 7 Ma e 239 \pm 7 Ma para metatonalitos e mica-gnaisses respectivamente (MAYA e GONZÁLEZ, 1995). Ordoñez-Carmona e Pimentel (2002 *apud* RESTREPO *et al.*, 2009) obtiveram uma idade Rb/Sr em rocha total, definindo uma isócrona de 306 \pm 11 Ma para os gnaisses desta unidade.

Complexo Cajamarca: sob esta denominação Maya e González (1995) designam a unidade litodêmica que agrupa os xistos quartzo-sericiticos, xistos verdes, quartzitos, filitos e mármore aflorantes na seção Cajamarca-Alto da Línea, entre o sistema de falhas Otú-Pericos e Chapeton-Pericos. GONZÁLEZ (2001) congrega sob este nome os Grupos Cajamarca, Ayura-Montebello-Valdivia e rochas metamórficas da Cordilheira Central, que se encontram delimitadas no leste pela falha Otú-Pericos e no oeste pela falha San Jerónimo. As datações radiométricas desta unidade variam entre 345 e 55 Ma, indicando a existência de pelo menos dois eventos metamórficos no paleoceno e um durante o cretáceo (MAYA, 1992 *apud* GONZÁLEZ, 2001).

Complexo Quebrada Grande: este conjunto pode ser considerado como uma sequência vulcânico-sedimentar, onde o componente vulcânico é de tendência toleítica composta principalmente por basaltos, diabásios, brechas de fluxo e tufos, enquanto o componente sedimentar é conformado por epiclástos, folhelhos, areias imaturas e

conglomerados de seixos com estratificação fina, a cor destas rochas varia segundo o conteúdo de matéria orgânica (GONZÁLEZ *et al.*, 2001).

O Complexo Quebrada Grande é sobreposto tectonicamente ao Complexo Arquiano no este e sobre crosta continental jurássica no leste. Este complexo é conformado por rochas cretáceas tipo MORB e arco de ilhas (VILLAGOMEZ *et al.*, 2011). Nivia *et al.* (2006) explica a gênese deste complexo propondo um modelo no qual as rochas da unidade são formadas durante a abertura de uma bacia marginal ensiálica.

Complexo Arquia: aflora predominantemente nas proximidades do rio Cauca gerando uma faixa estreita e longa em contato com unidades mais antigas e sob rochas das Formações Amaga e Cômbia. Estruturalmente é limitada pela falha Silvia-Pijao no leste e Cauca-Almaguer no oeste (GONZÁLEZ, 1976); Restrepo e Toussant (1976 *apud* RUIZ *et al.*, 2012) incluem dentro desta unidade granada xistos, xistos verdes e xistos pretos com metamorfismo barroviiano de idade 113+/-5 Ma (idade K/Ar em hornblendas). Algumas intrusões graníticas não deformadas foram datadas através do método K/Ar em hornblendas indicando idades do mioceno superior–plioceno (GONZÁLEZ *et al.*, 1976; FRANTZ *et al.*, 2007).

Os dados geoquímicos obtidos para metabasitos e anfibolitos do Complexo Arquia sugerem que os protólitos são rochas basálticas de composição toleítica tipo MORB, geradas a partir de uma fonte de manto empobrecido (RUIZ *et al.*, 2012). Villagomez *et al.* (2011) descreveu o protólito desta unidade como basalto de cordilheira oceânica, com metamorfismo de alta P-T, acrescidos durante uma fase de compressão que gera a exumação do Complexo Quebrada Grande entre 117 a 107 Ma.

Formação Amagá: é depositada na bacia inter-andina do Cauca, gerada pela formação de um semi-graben associado a movimentos de tração do sistema de falhas Romeral e o levantamento inicial da Cordilheira Ocidental no final do Cretáceo (CALLE e GONZÁLEZ, 1982; GONZÁLEZ, 2001).

Esta unidade está em discordância sob a Formação Cômbia e consiste de sedimentos continentais e lacustres com camadas de carvão. Segundo variações de litologia e a presença de mantos e bancos exploráveis de carvão a formação foi dividida em três membros: 1)

membro inferior caracterizado por raros níveis de carvão e pela presença de conglomerados com seixos de quartzo e fragmentos líticos, 2) membro intermediário caracterizado pelas várias camadas exploráveis de carvão e 3) membro superior constituído principalmente por sedimentos finos e sem camadas de carvão (CALLE e GONZÁLEZ, 1982).

Carmona (1997 *apud* GUZMAN-LOPEZ, 2007) sugere para esta unidade um ambiente de formação anóxico, não sulfídrico e com metano; no entanto Correa e Silva (1999 *apud* GUZMAN-LOPEZ, 2007) explicam que a atividade tectônica junto com a presença de intrusivas gera um hidrotermalismo que acompanhado de aumento de temperatura e pressão produz a dissolução dos carbonatos da formação.

Guzmán-López (2007) propõe que as unidades fonte dos sedimentos da Formação Amagá podem ser o complexo polimetamórfico da Cordilheira Central, o Granito de Amagá, o Complexo Quebrada Grande e possivelmente a Formação Cômnia. A idade desta formação está situada entre o oligoceno médio e o mioceno inferior, estabelecida através de estudos nos palinomorfos encontrados em argilitos e carvões (VAN DER HAMMEN, 1958 *apud* GONZÁLEZ, 2001).

Formação Cômnia: aflora principalmente na bacia inter-andina do Cauca em meio das cordilheiras Central e Ocidental. A formação corresponde a uma sequência vulcânico-sedimentar gerada por vários pulsos magmáticos e depositada em ambientes fluviais e lacustres e que recobre os diferentes membros da Formação Amagá (LOPEZ *et al.*, 2006).

Grosse (1926) denomina esta formação inicialmente como "estratos de Cômnia" e a divide em dois membros: Membro Neoterciário Vulcânico e Membro Neoterciário Sedimentar. Posteriormente foram nomeados informalmente por Calle *et al.* (1980 *apud* MAHECHA, 2006) como membro vulcânico e membro sedimentar da Formação Cômnia, cuja seção tipo se encontra no Morro Cômnia (Fredónia, Antioquia) (GONZÁLEZ 2001).

O membro vulcânico consiste essencialmente de fluxos de lava, piroclastos e epiclastos (aglomerados, brechas vulcânicas, tufo, conglomerados com matriz de tufo e tufo-arenito), em termos gerais pode-se definir o rio Cauca como uma fronteira entre a sequência piroclástica e os derrames basálticos (GONZÁLEZ, 2001); os fluxos de lava são

principalmente basaltos com feldspatos de cor escura, textura afanítica ou porfirítica com vesículas ou amígdalas preenchidas por calcedônia (CALLE e GONZÁLEZ, 1982). O membro sedimentar é constituído principalmente por níveis grossos de conglomerados com seixos arredondados de fragmentos líticos (pórfiros e arenitos), separados por finas camadas de arenito e argilas (GONZÁLEZ, 2001).

A presença desses dois membros indica que essa unidade foi gerada em duas fases, uma fase inicial de vulcanismo efusivo com derramamentos basáltico, seguido por um período de vulcanismo explosivo com geração de cúpulas andesíticas, cuja destruição posterior acaba sendo fonte dos sedimentos do membro sedimentar (GONZÁLEZ, 2001). Ramírez *et al.* (2006) propõe a existência de dois episódios de vulcanismo explosivo, gerados entre 10 e 6 Ma, o mais antigo localizado a leste do rio Cauca, acompanha corpos intrusivos que afloram na estrada Venecia-Bolombolo (Antioquia). O episódio mais jovem estaria associado aos corpos intrusivos que acompanham os depósitos piroclásticos no oeste do rio Cauca. Alguns destes corpos são diques basálticos e andesíticos, com vários stocks de pórfiros andesíticos e dacíticos como são Marmato, Farallones da Pintada os morros de Tulsa e Corcovado (GONZÁLEZ, 1976; RESTREPO, TOUSSAINT e GONZÁLEZ, 1981), além do sistema pórfiro Yarumalito.

Os corpos hipoabissais associados á Formação Combia têm sido datados por diferentes métodos indicando idades de resfriamento entre 9 e 6,3 \pm 0,7 Ma (método K/Ar em hornblendas e biotitas) (RESTREPO *et al.*, 1981 e JARAMILLO, 1976) e entre 10,6 \pm 1,2 e 9,5 \pm 0,9 Ma (método de traços de fissão em zircão) (RAMÍREZ *et al.*, 2006) e idades do magmatismo e de cristalização entre 7 \pm 0,15 e 6,95 \pm 0,16 Ma (método U/Pb em zircão por SHRIMP) (HENRICHS *et al.*, 2013). Os métodos geocronológicos, independente de seu significado, indicam que as rochas dessa unidade têm idades do mioceno superior.

O magmatismo tipo Cômbia é originado como um evento push-up dos magmas toleíticos localizados em áreas de fraqueza durante a delaminação da crosta cujo evento é gerado pelo choque do Bloco Chocó contra os terrenos para-autóctone da Colômbia durante o mioceno médio-superior. Os produtos do magmatismo inicial correspondem a basaltos toleíticos que vão sofrendo contaminação na crosta até tornarem-se magmas cálcico-alcalinos

e alcalinos típicos de ambientes de subducção, o que corresponde à seção superior da Formação Cômbia (LOPEZ *et al.*, 2006).

O principal sistema de falha nesta zona é o sistema Romeral descrito a seguir.

Sistema Romeral: é um dos sistemas de falha mais ativos da Colômbia, localiza-se entre a Cordilheira Central e a Cordilheira Ocidental, marcando a transição entre rochas de afinidade oceânicas para o oeste e as rochas continentais para o leste. O número de falhas que conformam o sistema varia de acordo com a localidade, assim para o norte do país principalmente no departamento de Antioquia, é conformado pelas falhas Peque, Helicondia, Sabanalarga e Cauca Occidental, com movimento sinistral reverso, enquanto para o sul é composto pelas falhas Silvia-Pijao, Quebrada Grande, Potrerillo, Guabas-Pradera, Cauca-Almaguer, Rosas-Julumito, Popayán, Paispamba, El Rosal e Buesaco, com movimento dextral reverso (PARIS *et al.*, 2000).

A partir do mesozóico superior até o paleoceno inferior se deu a colisão entre as placas do Pacífico e do Caribe gerando esforços trans-tensionais. Durante o paleoceno superior até o mioceno inferior ocorre a rotação da placa do Caribe, que se desloca para o NE, produzindo um grande esforço e gerando um deslocamento dextral na sutura. Eventos de metamorfismo dinâmico e exumação de rochas profundas têm ocorrido sobre este lineamento desde o paleogeno até o presente (CHICANGANA, 2005).

2.2.2 Aspectos geológicos do Pórfiro Yarumalito

A geologia local do sistema Pórfiro Yarumalito é pouco conhecida, só há estudos técnicos realizados pela Colombian Mines Corporation e alguns trabalhos acadêmicos que foram desenvolvidos na área (Fig. 5).

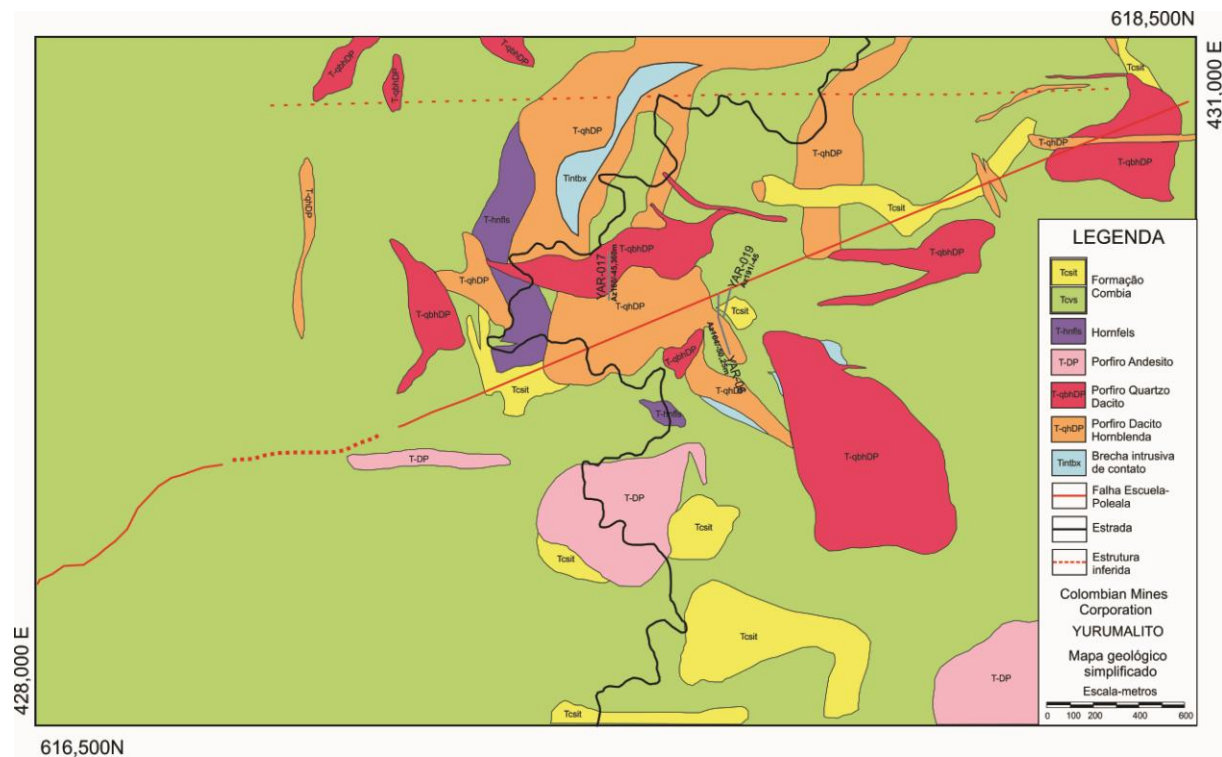


Figura 5. Mapa geológico simplificado da área do projeto Yarumalito, modificado de COLOMBIAN MINES CORPORATION, 2010.

As rochas ígneas são dominantes na área e correspondem preferencialmente, às unidades vulcânicas e sub-vulcânicas terciárias, cuja composição varia de andesitos até dacitos comumente mineralizados, as quais se acreditam deram origem aos fluidos que gerariam os sistemas de veios e alterações hidrotermais na rocha hospedeira. A mineralização ocorre dentro desses corpos subvulcânicos e de suas encaixantes de forma disseminada ou em veios controlados por fraturas. A mineralização é associada a sulfetos (TABAREZ, 2008 *apud* CHAMOIS, 2011).

Na área do projeto são encontradas apófises do stock de Marmato cuja composição varia de andesítica a dacítica, e que é intrusivo nas formações terciárias Amagá e Cômbia. Nas zonas de contato com as intrusões ocorre metamorfismo de contato leve a moderado, resultando na geração de cornubianitos frequentemente piritizados (10%), com baixas percentagens de calcopirita, esfalerita, galena e tetrahedrita/tennantita (THOMPSON, 2006).

Thompson (2006) reconhece três padrões de fraturando que controlam a mineralização no Distrito Mineiro Marmato. Orientações NW, E-W e N-S. Na área do projeto Yarumalito o fraturamento NW (N45-60W) é o que controla os veios sub-verticais mineralizados com sulfetos semi-maciços compostos principalmente por pirita e quartzo; as estruturas verticais E-W, apresentam forte argilização com sulfetos disseminados e semi-maciços, e o domínio N-S hospeda sulfetos semi-maciços e quartzo.

2.2.2.1 *Geologia local*

Na área de estudo se identificam duas fases intrusivas com idades de cristalização (SRIMP $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) de $7\pm 0,15$ Ma para a fase 1 e $6,95\pm 0,16$ Ma para a fase 2 (HENRICH *et al.*, 2013). Estas fases correspondem com pórfiros andesíticos (fase 1) e pórfiros dacíticos (fase 2) mineralizados.

O pórfiro andesítico tem 20% de matriz aplítica, os fenocristais correspondem com 60% de oligoclásio-andesina geralmente zonado, euédrico até subédrico e com maclas polissintéticas. O quartzo é anédrico (10%), hornblenda (10%) com bordos corroídos e com alteração para biotita e clorita, biotita (15%) com alteração para clorita. Minerais acessórios são minerais opacos, apatitas e zircão. O pórfiro dacítico com a mineralização principal tem 40% de matriz microcristalina de quartzo+plagioclásio±anfíbólio. Os fenocristais são: 45% de oligoclásio, euédricos até subédricos com maclas de Carlsbad, polissintéticas e zonados. É frequente acha-os total ou parcialmente substituídos por biotita secundária e clorita. O quartzo (30%) é euédrico até subédrico com extinção ondulante, por vezes têm feições de corrosão. Biotita (10%) com fequêntes lamelas de alteração para clorita nos planos de clivagem e fraturas. A hornblenda (10%) ocorre como cristais fortemente fraturados e pouco preservados geralmente estão alterados para clorita ou biotita secundária. O principal acessório encontrado é zircão, embora também se possam achar apatitas e minerais opacos. O pórfiro dacítico estéril ocorre localmente como intrusões que cortam o pórfiro dacito mineralizado. Estas intrusões são holocristalinas, com matriz relativamente escassa e são compostas por quartzo (45%)±plagioclásio (20%)±K-feldspato (35%) (Fig. 6).

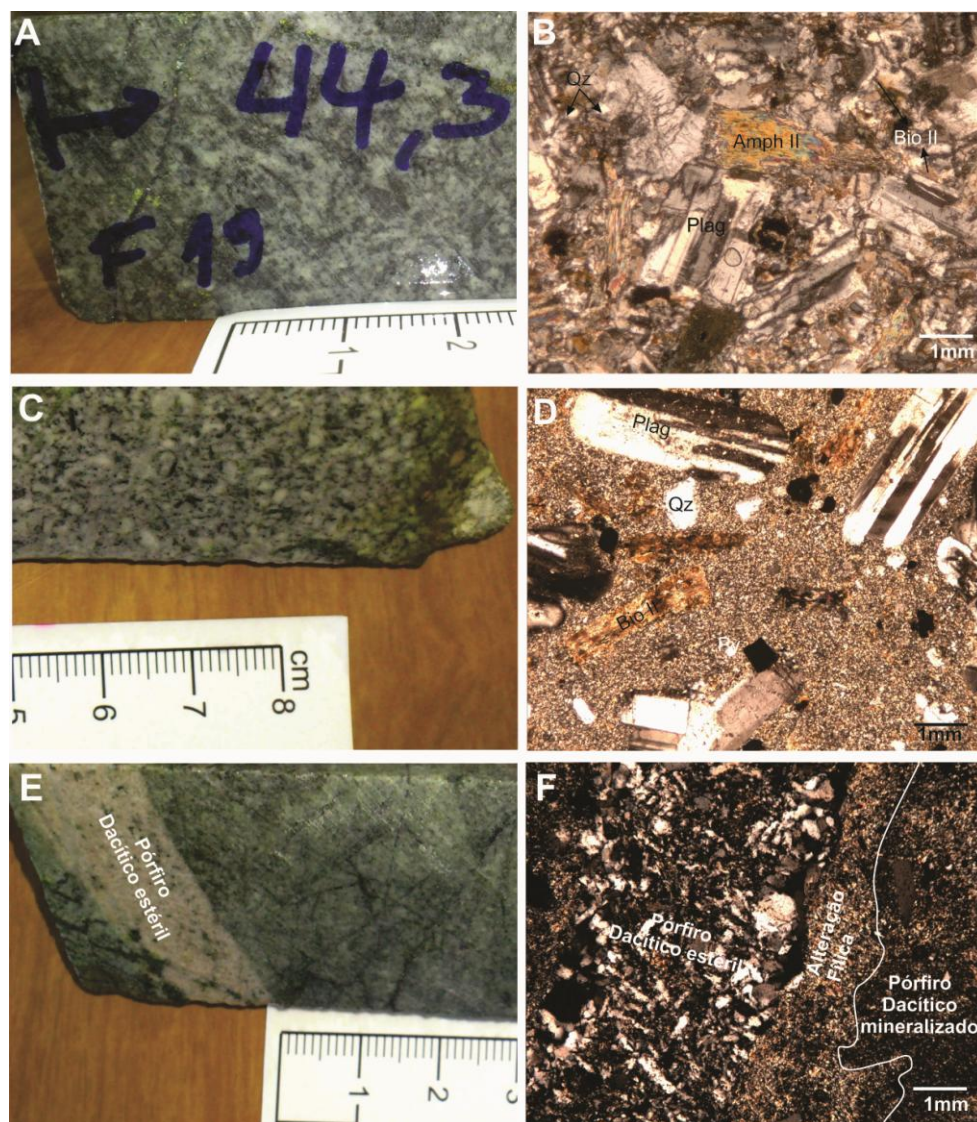


Figura 6. Intrusivos reconhecidos na zona de estudo. A-B) Pórfiro andesítico. C-D) Pórfiro dacito mineralizado E-F) Pórfiro dacítico estéril. Abreviações: Plag= Plagioclásio; Qz= Quartzo; Bio II= Biotita hidrotermal; Py= pirita; Amp II= Anfibólio hidrotermal.

As alterações que ocorrem na área, e que afetam os pórfiros são: alteração potássica, alteração propilítica, alteração fílica e silicificação (Fig. 7); não entanto as alterações mais significativas e que são descritas junto com a química mineral das mesmas (nos artigos submetidos), correspondem com alteração potássica, alteração propilítica e alteração fílica do pórfiros dacítico mineralizado e do pórfiro dacítico estéril.

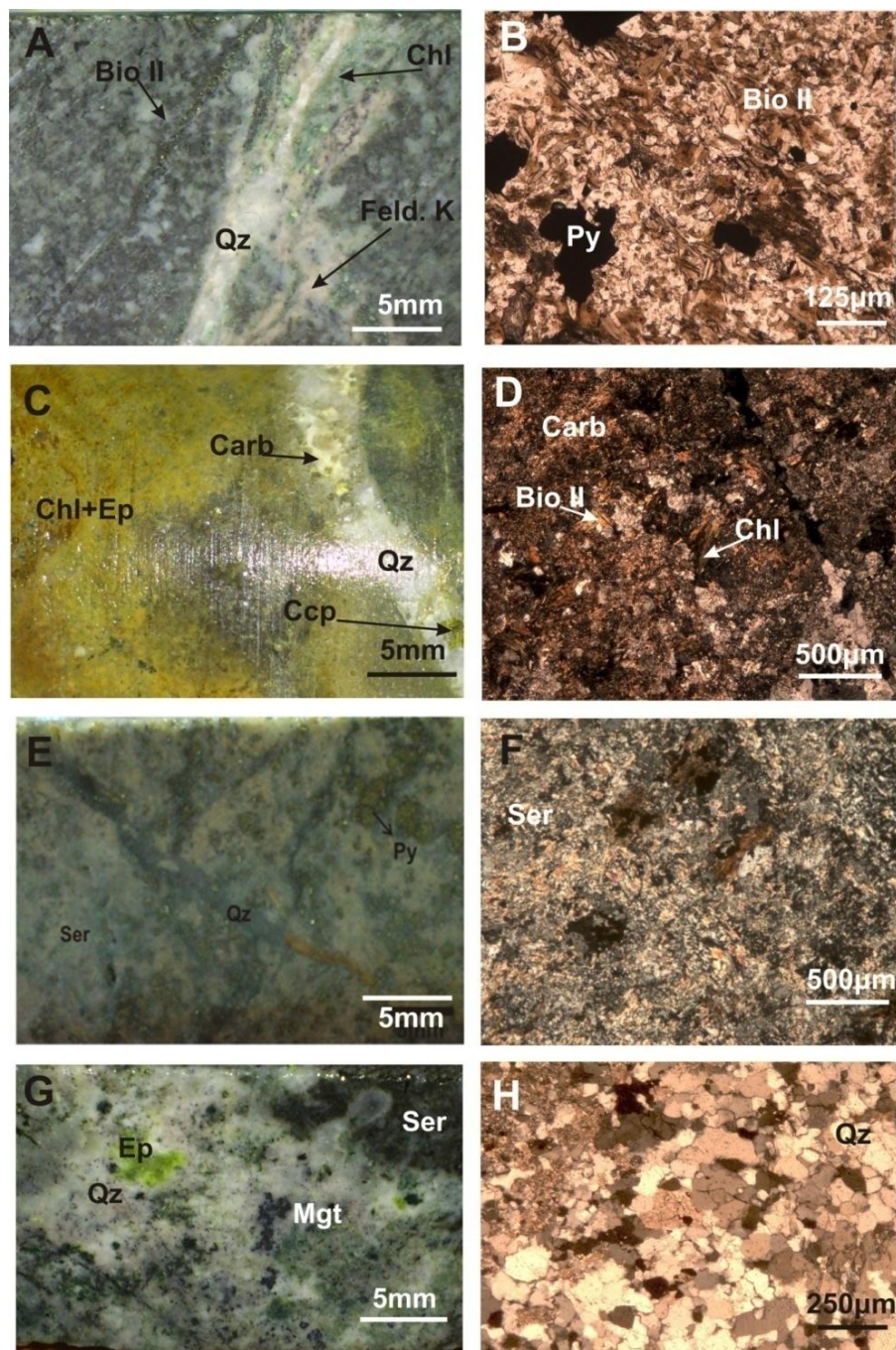


Figura 7. Alterações hidrotermais no pórfiro dacito mineralizado. A-B) alteração potássica. C-D) alteração propilítica. E-F) alteração sericitica com importante teor de pirita. G-H) silicificação.

3 CAPÍTULO - REVISÃO CONCEITUAL

3.1 Depósitos minerais

Depósitos minerais são corpos de rocha que contêm um ou mais minerais de interesse, com teores acima dos valores normais achados na crosta o que os faz de interesse econômico. Nos depósitos minerais a porção com interesse econômico é referida como minério enquanto a porção de resíduo, ou sem interesse econômico, é conhecida como ganga ou estéril (MISRA, 1999; FRANK *et al.*, 2005).

3.1.1 Depósitos minerais do tipo pórfiro

Sillitoe (2008) define os depósitos de tipo pórfiro como grandes sistemas gerados principalmente em ambientes de subducção nos quais é possível achar uma grande quantidade de rocha alterada por processos hidrotermais. Estes depósitos são formados durante épocas metalogênicas bem definidas que têm uma duração típica de 10 Ma a 20 Ma, no entanto, a colocação dos stocks mineralizados na cordilheira dos Andes demorou cerca de 2-5 Ma com intervalos de tempo de 0,5 a 1,5 Ma entre os diferentes eventos intrusivos (Fig. 8). Os pórfiros podem concentrar Cu, Mo, Au entre outros menos importantes, em zonas de alteração potássica, propilítica e filica. Eventualmente, depósitos pórfiros se encontram associados com skarn de Cu, Au e Zn.

Os sistemas de pórfiro aparecem no registro geológico desde o Arqueano, no entanto, devido ao avançado nível de erosão, os depósitos melhor preservados datam do mesozóico-cenozóico, sendo estes últimos os que fornecem cerca de 75% da produção mundial de Cu, 50% de Mo, 20% de Au, quantidades consideráveis de Re e proporções menores de Ag, Pd, T, Se, Bi, Zn e Pb (SILLITOE, 2010).

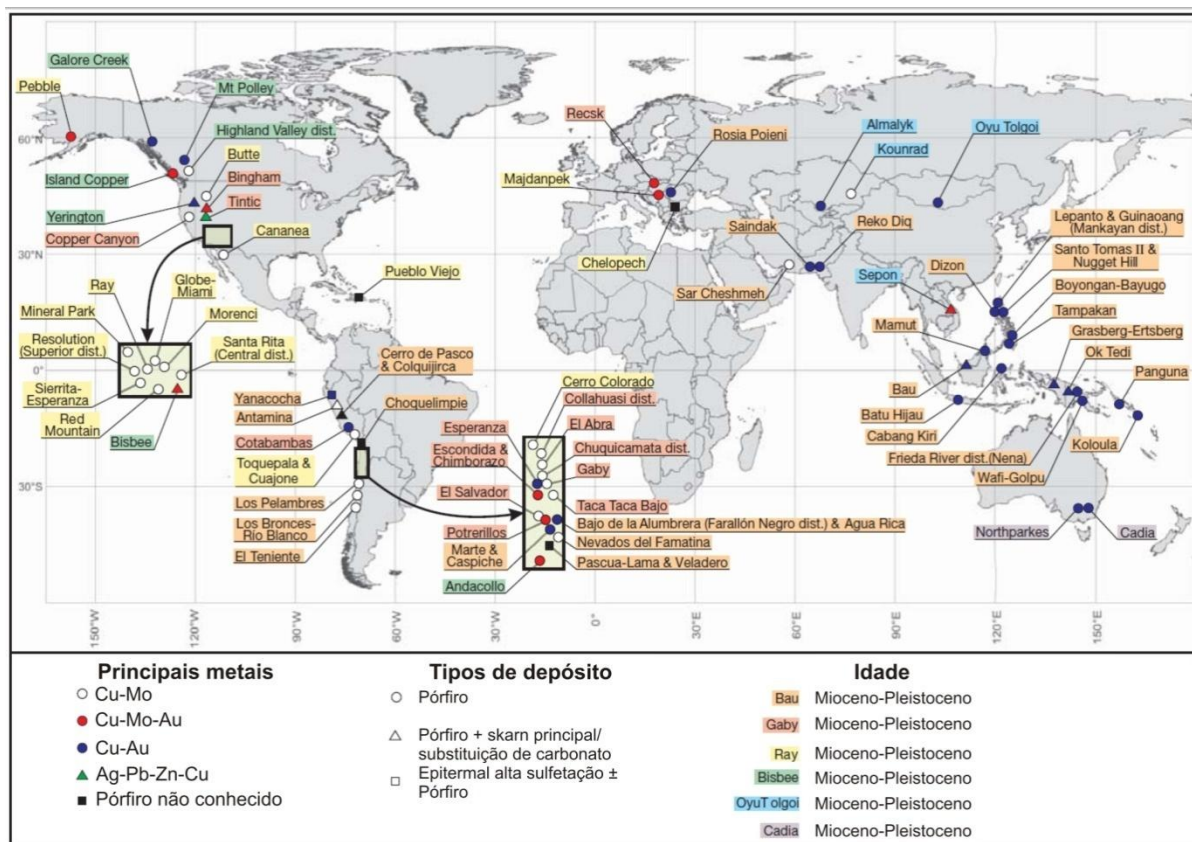


Figura 8. Distribuição mundial dos pórfiros de Cu. Modificado de Sillitoe, 2010.

Estes depósitos recebem o nome de pórfiro pela sua estreita relação espaço-temporal com intrusivas com textura pórfira e com granitos de textura geralmente porfirítica. As características variam de acordo com o minério principal que fornecem: pórfiros com Cu em geral são granitos do tipo I, da série magnetita, metaluminosos a cálcico-alcalinos médio-K até alcalinos, pórfiros com Mo em geral são félsicos, já as intrusões ricas em Au-Cu estão relacionadas de forma mais comum a intrusivas máficas (SEEDORFF *et al.*, 2005; SILLITOE, 2010).

Os stocks compõem cúpulas em sistemas que geralmente têm pouca extensão, mas grande dimensão vertical, atingindo até 4 km de profundidade. Podem consistir de um arranjo complexo de diatemas, diques e brechas magmáticas-hidrotermais geradas por depressurização de fluidos de alta temperatura (CANDELA e PICCOLI, 2005; PIRAJNO, 2009 e SILLITOE, 2010) (Fig. 9).

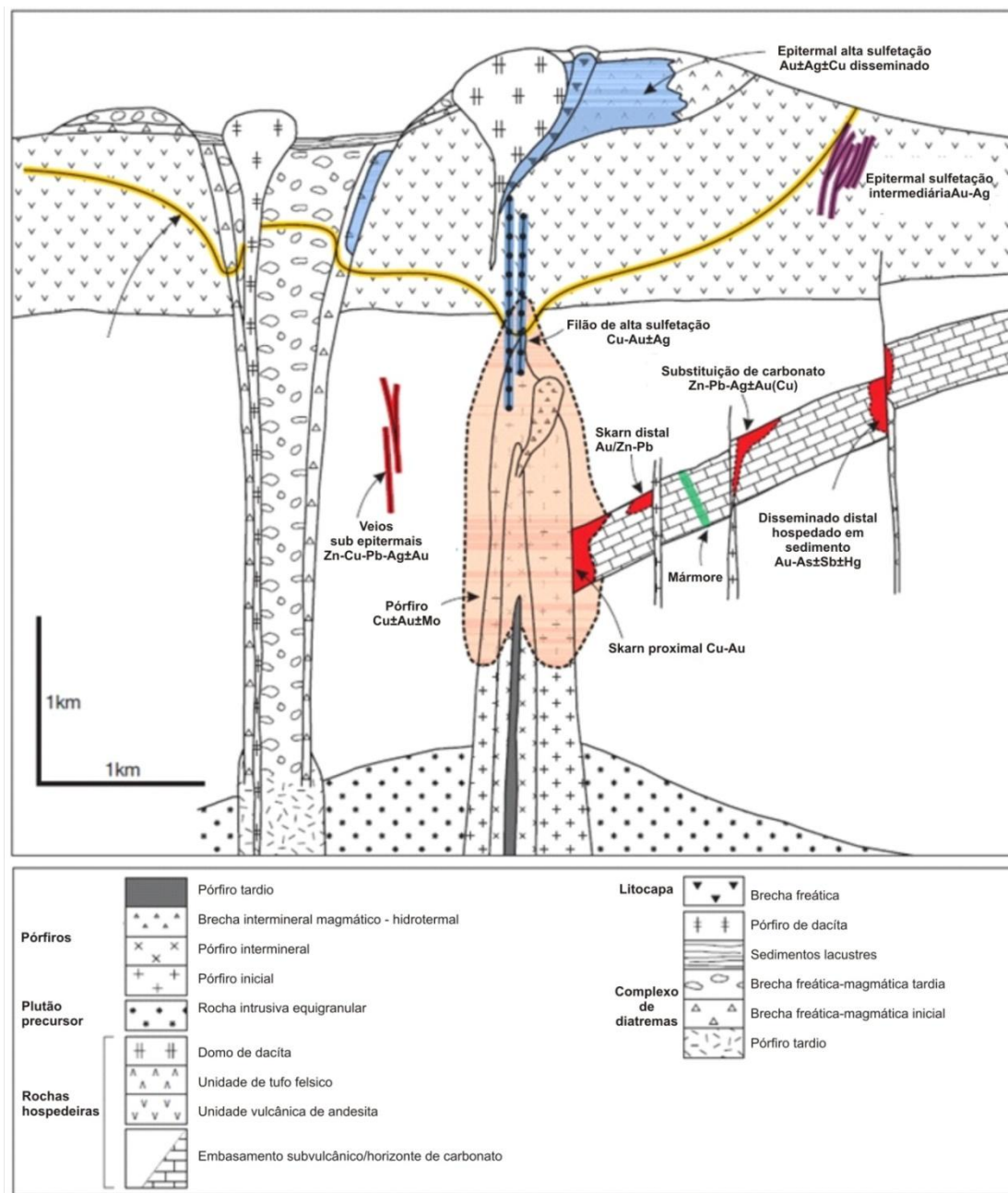


Figura 9. Esquema de depósito tipo pórfiro, modificado de Sillitoe, 2010.

A gênese dos diques de pórfiros associados à mineralização; deve estar associada a magmas parentais ricos em H_2O (>4% wt), e oxidados. Os fluidos hidrotermais resultantes são de temperaturas entre $450^{\circ}C$ - $750^{\circ}C$ constam de uma fase de volátil que concentra Ag-S-As-Sb-Te e B e de uma fase fluida hipersalina com Fe-Zn-Pb-Mn±Mo. Au e Cu podem

concentrar-se nas duas fases, pois no fluido hipersalino são transportados como cloretos e na fase volátil são transportados por H₂S e SO₂. Estes fluidos afetam a porção apical dos stocks e em torno deles, formando zonas de alterações hidrotermais geradas pela interação de componentes magmáticos como HCl, SO₂ e HF em mistura com águas meteóricas (SIMMONS *et al.*, 2005; SEEDORFF *et al.*, 2005; SILLITOE, 2010).

As alterações hidrotermais são demarcadas pela quantidade de fluido que passa através da rocha e pelo desenvolvimento de diferentes assembléias minerais. As novas assembléias refletem a composição tanto do fluido como da rocha hospedeira (ROBB, 2005; SIMMONS *et al.*, 2005).

3.1.2 *Sistemas epitermais*

Os sistemas epitermais são fontes hidrotermais subaéreas com grande expressão terciária ou mais jovens e que concentram metais preciosos como Au e Ag. Estes depósitos são formados nas partes superiores das zonas de espessamento da crosta em ambientes de compressão, onde o controle estrutural desempenha um papel importante devido à permeabilidade que gera nas rochas (WHITE e HEDDENQUIST, 1990; SILLITOE e HEDDENQUIST, 2003; SILLITOE, 2008 *apud* SILLITOE, 2010).

Os sistemas epitermais podem representar fluidos clorados com um pH próximo a neutro ou como fluidos ácidos com sulfato.

Sistemas epitermais de sulfetação alta e intermediária geralmente estão associados a intrusivas vulcânicas ou subvulcânicas, representando as partes superiores dos depósitos de tipo pórfiro, enquanto os epitermais de sulfetação baixa parecem não ter associações com corpos intrusivos (SIMMONS *et al.*, 2005; PIRAJNO, 2009) (Fig.10).

Pirajno (2009) sugere que os depósitos epitermais são formados quando as correntes convectivas de águas marinhas ou subterrâneas atingem níveis relativamente profundos da crosta e, eventualmente, entram em contato direto com corpos intrusivos em resfriamento. As

temperaturas ficam entre 50°C e 300°C e <1,5 km de profundidade. Os fluidos são principalmente de origem meteórica-hidrotermal com pouca influência de H₂S, HCl e CO₂. O mesmo autor expõe que os ligantes mais importantes nos ambientes epitermais são os íons Cl⁻, HS⁻ e OH⁻, os íons NH₃, SO₄²⁻, F⁻ e HCO₃ ocorrem com menor interação. Os complexos de cloretos são os principais agentes de transporte em fluidos de alta temperatura e salinidade, formando associações com metais base e Ag. Já em ambientes de baixa salinidade predominamos complexos de enxofre, altamente compatíveis com Au. Nestes sistemas, a precipitação dos metais ocorre quando os complexos nos quais são transportados são desestabilizados, fazendo com que a solubilidade do metal seja fortemente reduzida. Alguns dos fatores são: a diminuição da temperatura, a perda de pressão (boiling), alterações no estado de oxidação-redução e diminuição da atividade dos íons complexos.

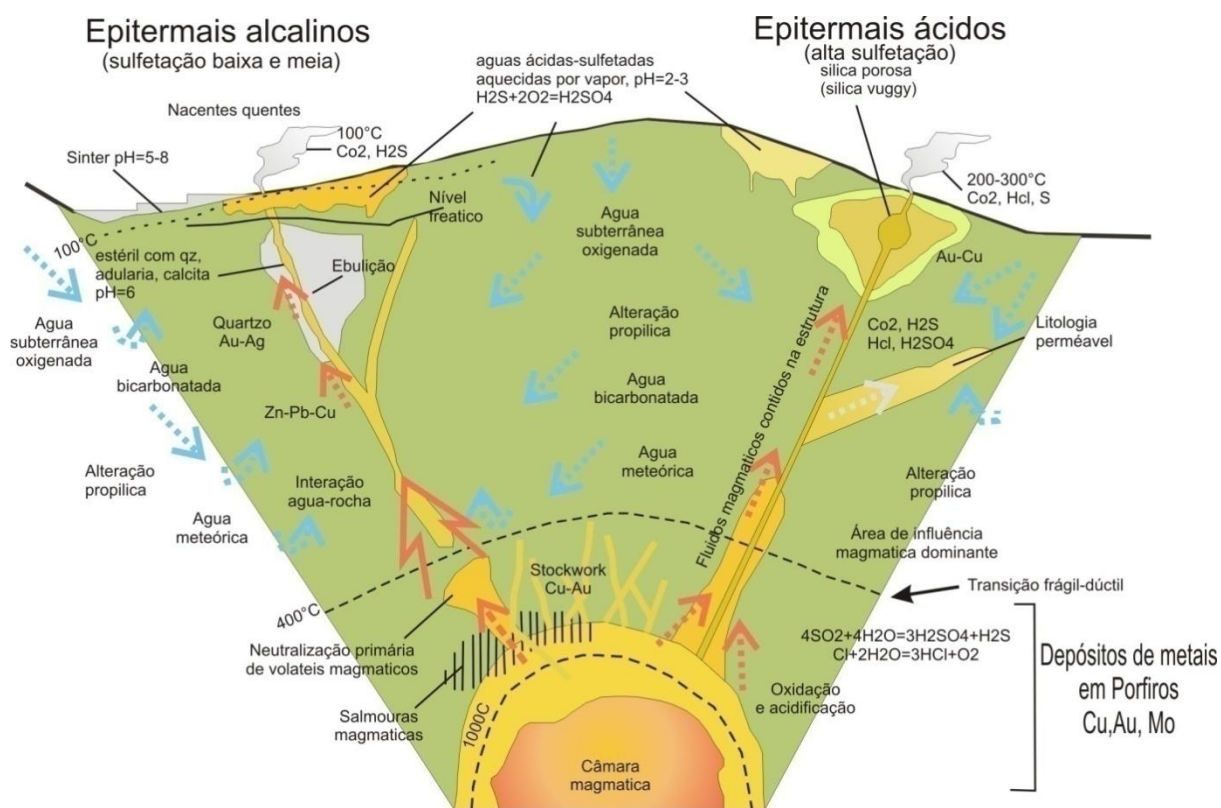


Figura 10. Esquema dos depósitos epitermais, modificado de Camprubí e Albinson, 2006.

3.1.2.1 Classificação dos depósitos epitermais

A classificação habitual se faz em sistemas de sulfetação alta, intermediária e baixa, considerando o estado de sulfetação, as assembléias minerais e o estado de oxidação. A precipitação dos minérios é controlada pelo estado de sulfetação, assim, em ambientes oxidados vão se precipitar sulfatos, enquanto em ambientes reduzidos vão se precipitar sulfetos (PIRAJNO, 2009).

- **Epitermais de baixa sulfetação:** têm um caráter reduzido com um pH relativamente neutro, o enxofre aparece como H_2S (S^{-2}) e são geralmente formados por fluidos de baixa salinidade (1-2%wt NaCl eq.) de origem magmática, que contribui com uma média de 3%wt CO_2 , 0,1 > 1 %wt Cl, 10-100 ppm H_2S . Estes fluidos são misturados com águas meteóricas o que leva a um relativo equilíbrio em relação à rocha hospedeira, facilitando assim a ascensão lenta do fluido, resultando num sistema com uma relação baixa de fluido/rocha. A assembléia característica destes depósitos é $\text{quartzo} \pm \text{calcita} \pm \text{adulária} \pm \text{ilita}$ com mineralizações de Au-Ag±Te ou Ag-Pb-Zn, sendo este último menor em relação aos depósitos de sulfetação intermediária. A ebulição "boiling" dos fluidos epitermais sob o lençol freático gera fluidos ricos em CO_2 que aumentam a pressão hidrostática e facilita a geração de estruturas características, como brechas, stockworks e veios subverticais através dos quais os fluidos cloretados podem chegar à superfície e gerar sinter. A maioria dos depósitos de baixa sulfetação são associados a vulcanismo bimodal basalto-riodiorito, gerado por intrusões que estão entre 5-6 km de profundidade. (HEDENQUIST, 2000; SIMMONS *et al.*, 2005; PIRAJNO, 2009).
- **Epitermais de alta sulfetação:** estão associados a sistemas pórfiro e domos vulcânicos, na superfície ocorre associado a áreas de desgaseificação vulcânica (hot springs), a temperatura de formação varia de 100°C até >800°C, e são formados pela mistura entre fluidos magmáticos ascendentes com HCl, HF, SO_2 e H_2S e fluidos meteóricas. A mistura dos fluidos resulta na formação de fluidos oxidados e ácidos (H_2SO_4) com um $\text{pH} \approx 1$, e salinidades variando de 2-5%wtNaCl eq. na superfície e 20-30%wtNaCl eq. em profundidade (SIMMONS *et al.*, 2005; PIRAJNO, 2009).

Alguns autores (HEDENQUIST, 2000; SIMMONS *et al.*, 2005; PIRAJNO, 2009) argumentam que os fluidos resultantes da mistura não estão em equilíbrio com a rocha hospedeira, o que permite um amplo desenvolvimento das alterações hidrotermais devido à neutralização dos fluidos ácidos através de reações de hidrólise com a rocha hospedeira. Além disso, tem a forte presença de controle estrutural, o que facilita a ascensão de fluidos reativos, proporcionando o domínio do fluido em relação à rocha no sistema. Estes depósitos geralmente ocorrem em associação com magmatismo cálcio-alcálico, em ambientes de arco de ilhas e margens continentais.

- **Epitermais de sulfetação intermediária:** estes depósitos ocorrem compartilhando características dos sistemas anteriormente descritos. Eles têm uma salinidade ligeiramente maior do que os sistemas de baixa sulfetação, o que cria um estado de pseudoequilíbrio com a rocha, evidenciado pelas paragêneses de minerais resultantes, especialmente nos sulfetos (tennatite+tetraedrita+calcopirita+esfalerita pobre em Fe), enquanto a assembléia dos minerais de ganga é semelhante aos depósitos de baixa sulfetação, garantindo que os fluidos mineralizantes têm um pH próximo ao neutro. Uma das diferenças entre estes dois tipos de depósitos epitermais é a ocorrência de rodocrosita e de anidrita nos sistemas de sulfetação intermediária, enquanto nos sistemas de baixa sulfetação ocorre calcedônia e adularia. Estes depósitos têm uma forte associação com o vulcanismo bimodal andesito-riodiorito e sugerem uma relação com depósitos pórfiro relativamente profundos (HEDENQUIST, 2000).

Alguns dos mais importantes depósitos pórfiro-epitermais ocorrem ao longo de cinturões metalogênicos associados com ambientes de cordilheira (e.g. El Teniente-Chile, El Indio-Chile, Yanacocha-Perú, Goldfield-Nevada, entre outros). No caso da Colômbia, os depósitos mais significativos deste tipo são localizados sobre o cinturão metalogênico do Cauca medio, onde aparecem depósitos do tipo pórfiros de Cu-Au e Cu e depósito epitermais de sulfetação intermediária (SILLITOE, 2008).

3.2 Alteração hidrotermal

As alterações hidrotermais são processos complexos que resultam do desequilíbrio que produz a interação de fluidos reativos quentes com a rocha hospedeira, que por sua vez implica em mudanças mineralógicas, químicas e texturais, em conformidade com as novas condições do ambiente. As alterações resultantes são controladas por três fatores principais: 1) a natureza da rocha hospedeira, 2) composição do fluido e 3) concentração e potencial químico dos componentes (H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S e SO_2) do fluido. Por outro lado, as interações químicas mais importantes nos processos hidrotermais são: 1) hidrólise e hidratação, processos que envolvem a decomposição de H_2O em H^+ e OH^- . Estes dois íons são consumidos durante as reações com silicatos, resultando na hidratação de minerais anidros, processo no qual são libertados íons metálicos da estrutura mineral para a solução e é consumido H^+ . Este processo por sua vez afeta o pH da solução, a formação de complexos clorados e a solubilidade de elementos metálicos; e 2) intercâmbio de bases, processo no qual um cátion é substituído por outro dentro da estrutura mineral. Estes dois processos conduzem à formação de alterações hidrotermais típicas (propilítica, argílica, sericítica ou fílica e potássica) (PIRAJNO, 2009).

Seguidamente estão resumidas as alterações hidrotermais típicas nos depósitos pórfiro e epitermais segundo o mencionado por vários autores (PIRAJNO, 2009; SILLITOE, 2010; SEEDORFF *et al.*, 2005).

- **Alteração potássica.** É formada entre 600°C e 450°C nos sistemas pórfiro e epitermais. Os minerais característicos em pórfiro são biotita secundária e K-feldspato conforme a alteração afete rochas máficas ou felsicas, e adularia em depósitos epitermais. Em geral ocorrem sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita. A biotita é rica em Fe, isto lhe confere uma tonalidade esverdeada. Esta alteração ocorre como substituição do plagioclásio e de silicatos máficos e geralmente, tem uma gradação até propilítica.

- **Alteração propilítica.** É produzida através da adição de H_2O e de CO_2 , gerando minerais tais como epidoto, clorita, carbonato, albita. K-feldspato e sericita podem ocorrer ocasionalmente junto com óxidos de Fe, montmorillonita e zeólitos.

- **Alteração sericítica (fílica).** É comumente sobreposta e pode destruir as alterações anteriores. A assembleia característica é quartzo, sericita, pirita, embora possa ocorrer também K-feldspato, caulinita, calcita, biotita, anidrita, rutilo e apatita. Essa alteração pode mudar até alteração potássica se aumenta o conteúdo de K-feldspato ou biotita ou até alteração argílica se aumenta o conteúdo de argilo-minerais.

- **Alteração argílica.** Caracteriza-se pela formação de argilo-minerais como resultado da hidrólise intensa e lixiviação ácida a temperaturas entre 100°C e 300°C. Os argilo-minerais substituem principalmente plagioclásio e silicatos máficos. A presença de restos de K-feldspato, juntamente com montemorillonita, illita, clorita e caulinita definem a alteração argílica intermédia, enquanto a alteração argílica avançada é caracterizada por uma forte lixiviação ácida, com uma consequente destruição total de feldspatos e silicatos máficos. As fases minerais típicas desta alteração são dickita, caulinita, pirofilita, barita, alunita e diásporo.

3.3 Filossilicatos

Os filossilicatos representam um importante grupo de minerais que incluem micas, cloritas, serpentinas, talco e argilo-minerais. A sua estrutura é composta por uma série de anéis hexagonais de tetraedros (T) de silício (SiO_4^{-4}) empilhadas no eixo cristalino C, estas camadas tetraédricas dirigem seus átomos apicais um em direção ao outro, separados por uma camada com cátions (geralmente Fe^{+2} , Mg^{+2} e Al^{+3}) com coordenação octaédrica (O) (Fig. 11 A), gerando arranjos tipo TOT ou 2:1 (Fig. 11 B até 11 F). Estes minerais podem ser divididos em dois grupos: 1) dioctaédricos, cuja estrutura tem duas de cada três posições octaédricas ocupadas e 2) trioctaédricos, cuja estrutura tem as três posições octaédricas ocupadas (DEER, HOWIE e ZUSSMAN, 1992).

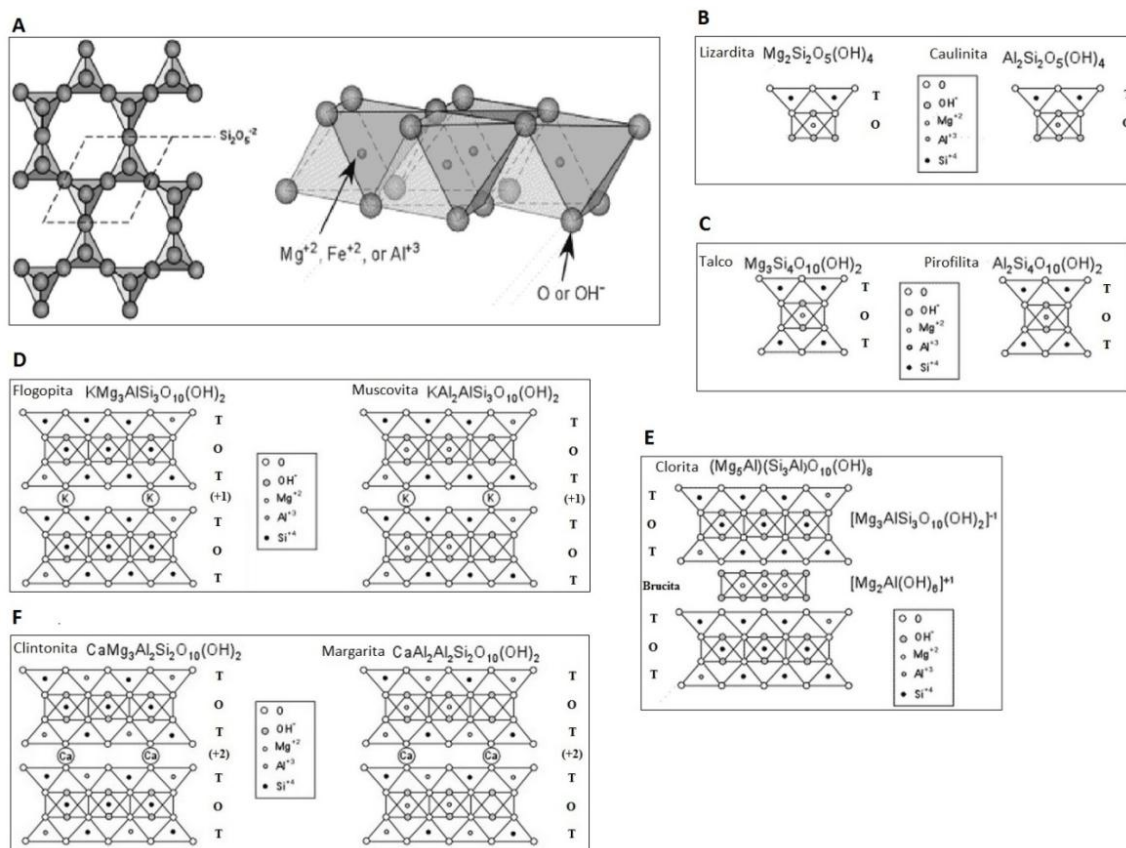


Figura 11. Estrutura dos filossilicatos e arranjos de tipo TOT. A) Disposição dos anéis das camadas tetraédrica e octaédrica. B) relação 1:1 (TO). C) relação 2:1 (TOT). D) relação 2:1 com cátion inter-camada (TOT +1 TOT). E) relação 2:1 com cátion inter-camada tipo brucita. F) micas duras com cátion inter-camadadivalente (modificado de <http://www.tulane.edu/~sanelson/eens211/phyllsilicates.htm>).

3.3.1 Micas

As micas são filossilicatos que têm características diferentes entre si, mas compartilham aspectos comuns, como a morfologia planar e a clivagem basal perfeita, que é uma consequência de sua estrutura em camadas. A fórmula geral desses minerais é $X_2Y_4\text{}_6[(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}](\text{OH},\text{F})_4$ (em que $X = \text{K}, \text{Na}, \text{Ca}, \text{Cs}, \text{NH}_4, \text{Rb}, \text{Ba}$ e $Y = \text{Li}, \text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al}, \text{Ti}, \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Cr}, \text{V}$). A estrutura é composta por arranjos tipo TOT (2:1) que são separadas por cátions inter-camadas (X) gerando empilhamentos de tipo TOT X TOT (Fig. 12 A). Além da classificação em dioctaédricas e trioctaédricas, as micas são divididas em micas verdadeiras (> 50% de $X = \text{R}^+$, comumente K^+, Na^+) e micas duras (>50% de $X = \text{R}^{+2}$ comumente Ca^{+2}) (DEER, HOWIE e ZUSSMAN, 1992; RIEDER *et al.*, 1998).

Para manter a coordenação da camada octaédrica é necessário que as camadas tetraédricas sejam deslocadas $a/3$ ao longo de um dos três eixos cristalinos pseudo-hexagonais (tanto no sentido positivo quanto negativo). Este movimento distorce a simetria (TOT) resultando numa estrutura monoclinica. Podem ser geradas rotações a cada 60° sem afetar o empilhamento na superfície da unidade, sendo possível nas micas 6 arranjos de rotações do escalonamento $a/3$ que produzem diferentes seqüências de empilhamento conhecidas como politipos (Fig. 12 B). (PAPIKE, 1988).

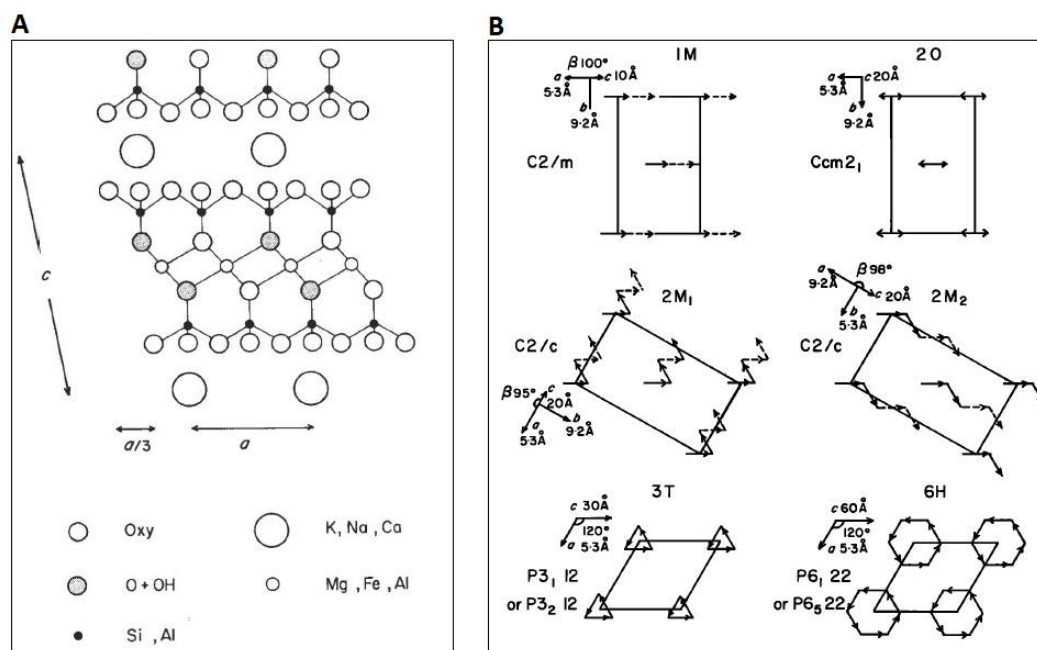


Figura 12. Politipos das micas. A) Estrutura do empilhamento das camadas TOT. B) Diferentes rotações que geram os seis tipos conhecidos de politipos nas micas. Modificado de Papike, 1988.

3.3.2 Clorita

A fórmula geral desta série mineral é $X_{12}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH}, \text{O})_{16}$ (com $X = \text{Mg}^{+2}, \text{Al}^{+3}, \text{Fe}^{+2}, \text{Fe}^{+3}, \text{Cr}^{+3}, \text{Mn}^{+3}, \text{Ni}^{+2}, \text{V}^{+3}, \text{Cu}^{+2}, \text{Zn}^{+2}$ e Li^{+}). Estruturalmente as cloritas são formadas pelo empilhamento de camadas TOT de tipo 2:1 carregadas negativamente (devido à substituição de Si^{+4} por Al^{+3}) com inter-camadas octaédricas tipo brucita carregadas

positivamente (pela substituição de cátions R^{+3} por R^{+2}) (Fig. 11 E) (PAPIKE, 1988; BRIGATTI *et al.*, 2006).

As cloritas, de forma similar as micas, têm as camadas tetraédricas deslocadas $a/3$ para preservar a coordenação das camadas octaédricas. As camadas podem ser deslocadas levando a dois politipos principais: Tipo I, onde as camadas octaédricas 2:1 e intercadas estão orientadas na mesma direção, e Tipo II, onde as camadas octaédricas estão orientadas de forma oposta (Fig. 13) (BROWN e BAILEY, 1963 *apud* BRIGATTI *et al.*, 2006).

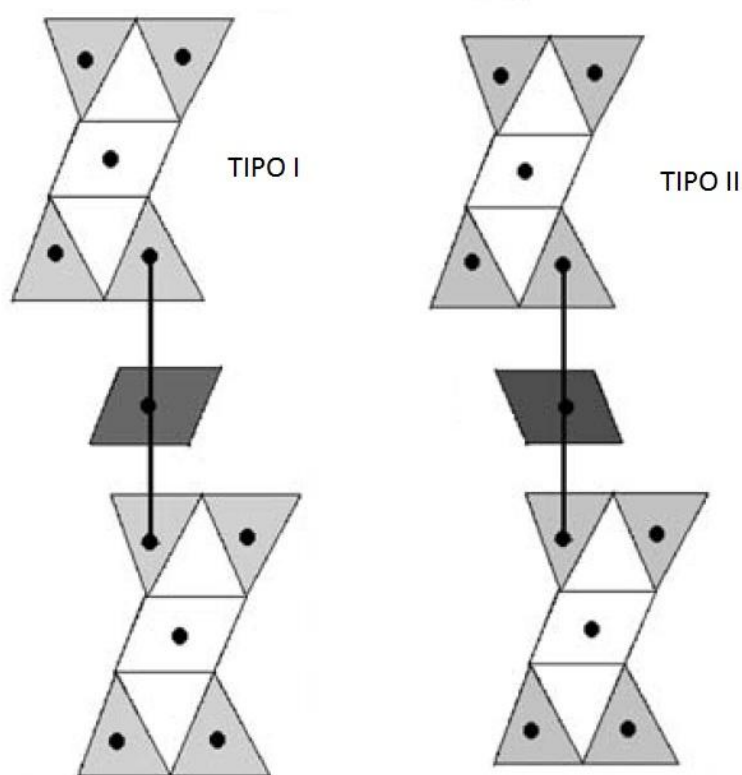


Figura 13. Relação entre as camadas 2:1 e a inter-camada, nos politipos I e II. Modificado de Brigatti *et al.*, 2006.

4 CAPÍTULO – METODOLOGIA

A metodologia adotada neste trabalho consiste em três etapas: revisão bibliográfica, petrografia, MEV e EMP conforme descritas a seguir.

4.1 Revisão bibliográfica

A coleta de dados bibliográficos foi concentrada sobre a evolução geológica e dados da geologia regional do país, com ênfase no noroeste da Colômbia. Os principais dados utilizados foram os coletados pelo Serviço Geológico da Colômbia, anteriormente conhecido como INGEOMINAS, assim como trabalhos de pesquisa e relatórios técnicos desenvolvidos recentemente na área por empresas de mineração, além de consultas sobre os depósitos hidrotermais do tipo pórfiro-epitermal e sobre análises de química mineral em filossilicatos.

4.2 Petrografia

As análises petrográficas foram realizadas em seções dos furos de sondagem YAR-06, YAR-17 e YAR-19 fornecidos pela COLOMBIAN MINES CORPORATION. Estas seções de furos de sondagem foram processadas para a posterior elaboração de 31 lâminas delgadas polidas, feitas no Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Estas lâminas, junto com os furos de sondagem permitiram realizar a classificação petrográfica das rochas hospedeiras da mineralização e a determinação das assembleias minerais hidrotermais; as análises petrográficas foram realizadas em um microscópio petrográfico LEICA DM/LP acoplado com câmara LEICA DC300F.

4.3 Microscopia eletrônica de varredura e microsonda eletrônica

As imagens de elétrons retro-espalhados (BSE) foram adquiridas no Centro de Microscopia Eletrônica (CME-UFRGS) utilizando um equipamento SEM JSM 5800. As amostras foram analisadas utilizando uma voltagem de 15kV e uma magnificação entre 200 μ m e 5 μ m, com o objetivo de observar o tamanho, composição qualitativa e distribuição espacial dos elementos dentro dos minerais analisados.

As análises quantitativas dos filossilicatos foram feitas de modo que possam se quantificar os componentes elementares destes minerais e determinar a fórmula química dos mesmos, conduzindo assim a identificação das trocas composicionais dos filossilicatos através do sistema magmático-hidrotermal estudado. Com base nas trocas identificadas na estrutura dos minerais estudados foram estabelecidos os padrões de enriquecimento e empobrecimento dos elementos analisados nas diferentes fases de alteração hidrotermal.

As análises para química mineral foram realizadas em dez lâminas delgadas polidas para os elementos: Si, Al, Fe_{TOT}, Mg, Mn, Ti, V, Zn, Na, K, Ba, Ca, Sr, F, Cl. As análises quantitativas foram obtidas utilizando uma microsonda eletrônica JEOL JXA-8230 equipada com 5 espectrômetros (WDS), um espectrômetro (EDS) e cristais analisadores TAPJ, LIF, FIFH, PETJ, PETH, LDE1 e LDE2, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. As condições analíticas utilizadas foram de 15Kv, 10nA, abertura do feixe de elétrons de 1 μ m e tempo de contagem de 5s por elemento analisado. Os padrões utilizados para a quantificação de Na, Mg, F, Al-K, Ca-Si, Cl-V e Fe foram, respectivamente: albita, forsterita, topázio, microclínio, andradita, vanadinita e faialita. A correção de matriz para os dados obtidos foi realizada com o software da JEOL aplicando o método ZAF (*Atomicnumber – Absorption – Fluorecense*).

4.3.1 Princípios da microscopia eletrônica de varredura e de microsonda eletrônica

A microscopia eletrônica de varredura é baseada na utilização de um feixe de elétrons que permite ter uma melhor resolução por meio da aceleração dos elétrons o que permite atingir aumentos de 300.000 vezes ou mais (DEDAVID *et al.*, 2007).

A obtenção das imagens é baseada na digitalização dos elementos analisados usando um feixe de elétrons e detectores. Este processo permite capturar imagens de contraste topográfico usando o modo de elétrons secundários (SE-*secondary electrons*), imagens de contraste de composição mediante a captação de elétrons retro-espalhados (BSE-*back scattering electrons*) e dados semi-quantitativos da composição utilizando espectrômetros tipo EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*). Os modos de detecção variam segundo a interação do feixe de elétrons incidente com a amostra, assim os elétrons secundários são elétrons liberados pela amostra devido a colisões inelásticas, enquanto os elétrons retro-espalhados correspondem a elétrons do feixe incidente que são refletidos pela amostra por colisões elásticas e inelásticas (MELGAREJO *et al.*, 2010).

4.3.1.1 Interação de elétrons.

As interações de elétrons com a amostra podem ocorrer de duas maneiras: como colisões elásticas, gerando uma mudança no caminho dos elétrons incidentes, e como colisões inelásticas, que geram uma perda de energia nos elétrons incidentes após a interação com a amostra (Fig. 14).

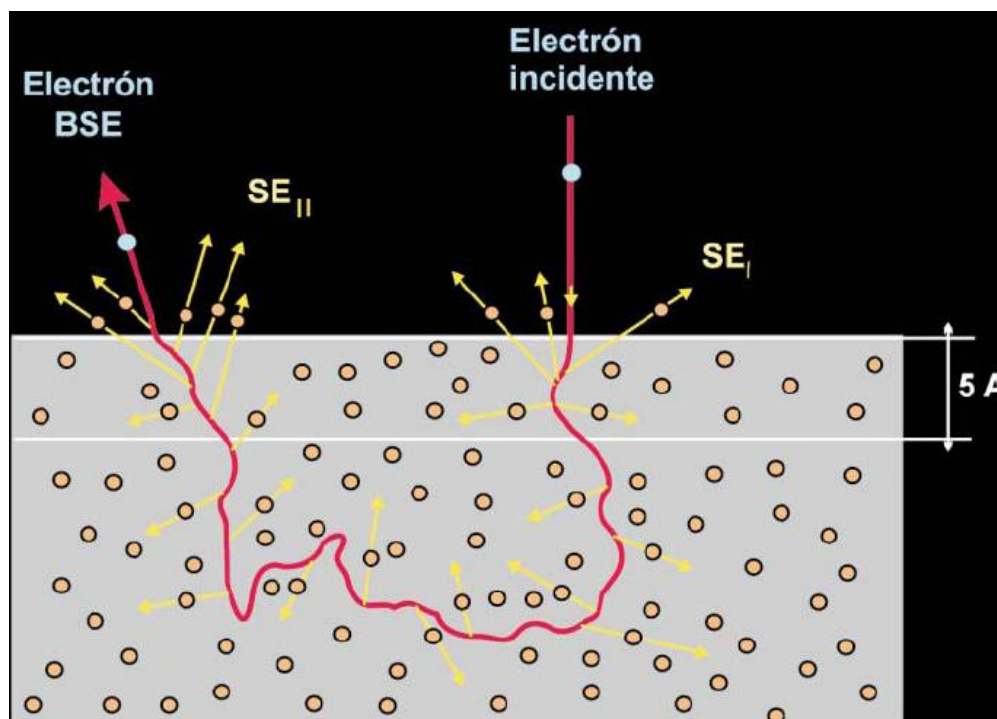


Figura 14. Interação dos elétrons incidentes com os átomos da amostra. Modificado de MELGAREJO *et al.*, 2010.

Disso, pode-se deduzir que a redução da velocidade é proporcional à distância percorrida dentro da amostra pelo feixe de elétrons, os elétrons secundários são disparados da amostra devido a tais colisões (REED, 2005; MELGAREJO *et al.*, 2010).

- **Elétrons retro-espalhados (BSE).** Correspondem a certo número de elétrons que são desviados e são refletidos da amostra com um ângulo maior de 90° . Os elétrons incidentes que deixam a amostra desta forma são fortemente dependentes do número atômico Z . Isso explica a variação da quantidade de elétrons retro-espalhados de acordo com a composição química média do mineral, ou seja, quanto maior seja a média dos números atômicos dos elementos que compõem o mineral tanto maior será o número de elétrons retro-espalhados. Elementos pesados emitem maior quantidade de elétrons retro-espalhados que os elementos leves. Isto é refletido na intensidade de captura dos detectores, gerando imagens mais claras ou mais escuras, dependendo da concentração de elementos pesados ou leves (REED, 2005; MELGAREJO *et al.*, 2010).

- **Elétrons secundários (SE).** São os elétrons que fazem parte da amostra e são liberados. Eles têm uma energia muito menor do que os elétrons retro-espalhados. Devido à sua baixa energia, só os que estão localizados a poucos nanômetros da superfície conseguem escapar (REED, 2005).

A quantidade de elétrons secundários depende do ângulo com que o feixe de elétrons bombardeia a amostra, de modo que, se uma amostra é áspera o número de elétrons secundários variará de acordo com a inclinação de cada sector, gerando imagens com áreas claras e escuras, dando uma sensação de profundidade ou relevo (MELGAREJO *et al.*, 2010).

- **Raios X.** São produzidos pelo bombardeamento de um elemento com elétrons e podem ser gerados por dois mecanismos diferentes: 1) pela interação dos elétrons com o núcleo do átomo e 2) pela transição de elétrons entre diferentes níveis de energia criando linhas características de cada elemento químico (REED, 2005) (Fig. 15). O espectro característico de cada elemento pode ser detectado e quantificado em uma microssonda eletrônica, que é um equipamento similar a um MEV adaptado com dispositivos analisadores WDS (*Wavelength Dispersive Spectrometer*) e EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*). O analisador WDS quantifica os dados mediante o registro do comprimento de onda dos raios-X emitidos pela amostra, utilizando cristais analisadores que diferenciam as radiações mediante a lei de Bragg. A seguir, estas são analisadas e comparadas com padrões de composição conhecida (MELGAREJO *et al.*, 2010).

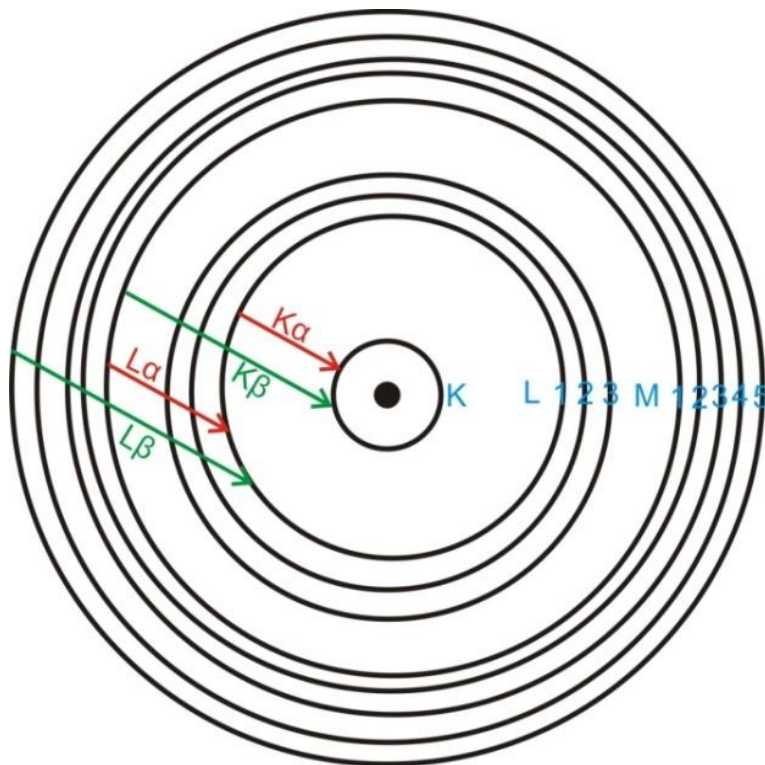


Figura 15. Esquema do núcleo interno. Os raios-X característicos ($K\alpha$, $K\beta$, $L\alpha$, $L\beta$) são gerados pela transição entre os diferentes níveis de energia. Modificado de Reed, 2005.

4.3.1.2 Componentes do Microscópio Eletrônico de Varredura e da Microsonda Eletrônica

Os componentes básicos do equipamento são: canhão eletrônico, detectores, espectrômetros e sistema de vácuo (REED, 2005; DEDAVID *et al.*, 2007e MELGAREJO *et al.*, 2010) descritos a seguir (Fig. 16 e 17):

- 1) Canhão eletrônico: fonte geradora do feixe de elétrons que tem um potencial negativo e que permite a aceleração dos elétrons até a amostra. O canhão é composto por um filamento de tungstênio (W) ou hexaboreto de lantânio, que atua como emissor dos elétrons, um ânodo e um cátodo. O filamento é aquecido até 2700 K, gerando elétrons com suficiente energia

térmica para superar o potencial da superfície. Estes elétrons são direcionados até a amostra utilizando lentes eletromagnéticas.

- 2) Detectores: coletam o sinal emitido pelos diferentes tipos de interação entre os elétrons e a amostra. Os detectores de elétrons secundários, atraídos pela voltagem positiva, os elétrons são acelerados no detector ocasionando a emissão de fótons gerando a produção de uma corrente de elétrons. Os detectores de elétrons retro-espalhados funcionam aplicando uma tensão negativa ao detector o que faz com que os elétrons com mais baixa energia (elétrons secundários) sejam repelidos.
- 3) Espectrômetros: São detectores de raios X emitidos pela amostra. Podem ser de dois tipos: EDS (espectrômetros de dispersão de energia) ou WDS (espectrômetros de dispersão de comprimento de onda). O EDS registra raios X com todos os tipos de energia. O WDS faz uso da reflexão de Bragg num funcionamento seriado. O detector é adaptado para captar só um comprimento de onda por vez implicando em vários cristais para captar o comprimento de onda requerido.
- 4) Sistema de vácuo: As condições de vácuo são estritas, já que do contrário os elétrons podem ser espalhados pelas moléculas de ar interferindo na detecção. Para atingir o vácuo necessário são utilizadas duas bombas que trabalham em torno de 10^{-3} a 10^{-6} Torr.

Além do equipamento também é importante mencionar que para obter melhores resultados é preciso trabalhar com amostras condutoras, as amostras têm que ser cobertas por uma fina camada de um material condutor, geralmente ouro, grafite ou alumínio.

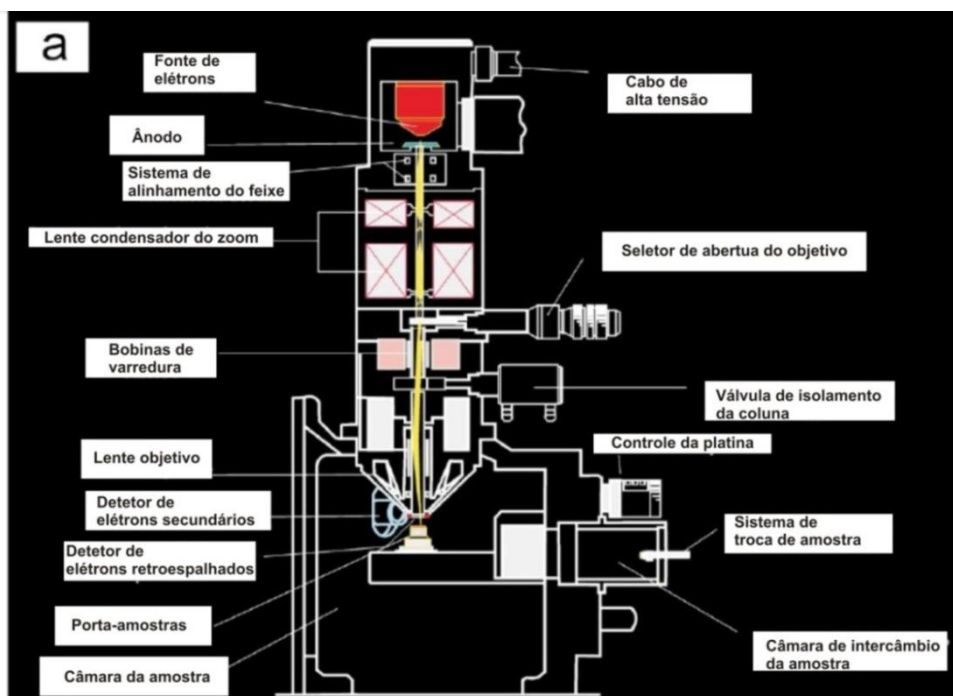


Figura 16. Esquema do microscópio eletrônico de varredura. Modificado de Melgarejo *et al.*, 2010.

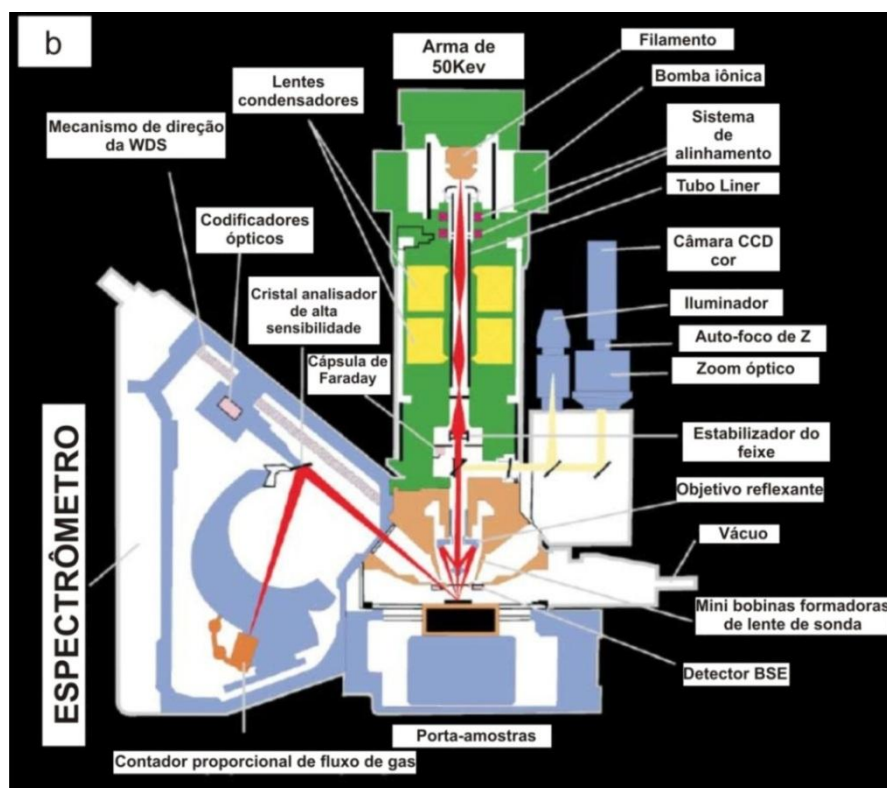


Figura 17. Esquema da microsonda eletrônica. Modificado de Melgarejo *et al.*, 2010.

5 CAPÍTULO - REFERÊNCIAS

BRIGATTI, M.F., GALAN, E. and THENG, B.K.G. Structures and mineralogy of clay minerals. In: BERGAYA, Faïsa; THENG, Benny K.G. and LAGALY, Gerhard. (Ed.) **Handbook of Clay Science**. Elsevier, 2006. p. 44 - 47. (Development in clay science).

CALLE, B. y GONZÁLEZ, H. **Geología y geoquímica de la plancha 186 Riosucio**. Medellín: INGEOMINAS, 1982. 120 p. (Informe No. I-1878).

CABALLERO, V.; PARRA, M. y MORA-BOHORQUEZ A. Levantamiento de la Cordillera Oriental de Colombia durante el eoceno tardío - oligoceno temprano: proveniencia sedimentari en el sinclinal de Nuevo Mundo, cuenca valle medio del Magdalena. **Boletín de Geología**, Bucaramanga, v. 32, no. 1, p. 45-77, 2010.

CAMPRUBÍ, A. y ALBISON, T. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. **Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana**, México D.F., t. 58, no. 4, p. 27-81, 2006.

CANDELA, P.A. and PICCOLI, P.M. Magmatic processes in the development of porphyry-type ore systems. In: HEDENQUIST, Jeffrey; THOMPSON, John; GOLDFARB, Richard and RICHARDS, Jeremy. (Ed.) **Economic Geology, 100th Anniversary Volume**. Society of economic geologist, 2005. p. 25-37.

CEDIEL, F., SHAW, R. and CÁCERES, C. Tectonic Assambly of the Northern Andean Block. In: BAROLINI, Claudio; BUFFLER, Richard and BLICKWEDE, Jon. (Ed.) **The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics**. AAPG Memoir 79, 13, 2003. p. 815-840.

CHAMOIS, P. **Technical report on the Caramantaproject, departments of Antioquia and Caldas, Colombia**. Toronto: Solvista Gold Corporation, 2011. 72 p.

CHICANGANA, G. The Romeral Fault System: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in northwestern of South America. **Earth science research journal**, Bogotá, v. 9, no. 1, p. 51-66, 2005.

COLOMBIAN MINES CORPORATION. **Yarumalito simplified geology map**. Antioquia: COLOMBIAN MINES CORPORATION, 2010. Escala 1:200. 1 mapa digital.

DEDAVID, B., GOMES C., e MACHADO G. **Microscopia eletrônica de varredura aplicações e preparação de amostras**. Porto Alegre: EDIPUCRS, 2007. Cap. 1, p. 9-26.

DEER, W.A., HOWIE, R.A., and ZUSSMAN, J. **An introduction to the rock-forming minerals**. Harlow: Logman, 1992. Cap. 3, p. 279-343.

ETAYO, F. *et al.* **Mapa de Terrenos de Colombia**. Bogotá: INGEOMINAS, 1983. 156 p. (Publicaciones Geológicas Especiales, no. 14).

FRANK D., GALLOWAY, J., and ASSMUS, K., **The Life Cycle of a Mineral Deposits – A teacher's guide for Hands-on Mineral Education Activities**. Virginia: U.S Geological Survey, 2005. Cap. 1, p. 1-7.

FRANTZ, J.C.; ORDOÑEZ-CARMONA, O.; CHEMALE, F. Caracterización de ambientes geológicos con mineralizaciones de oro en los Andes Colombiano. In: VIII Congreso Colombiano de Minería. 2007, Medellín: Memorias CD.

GÓMEZ, J. *et al.* **Mapa geológico de Colombia**. Bogotá: INGEOMINAS, 2007. 2 ed. Escala 1:2.800.000. 1 CD-ROM.

GONZÁLEZ, H. **Geología Del cuadrángulo J8 Sonsón**. Bogotá: INGEOMINAS, 1976. 421p. (Informe 1704).

Mapa geológico departamento de Antioquia: Memoria explicativa. Bogotá: INGEOMINAS, 2001. Escala 1:400.000. 1 CD-ROM.

GROSSE, E. **El terciario carbonífero de Antioquia, en la parte occidental de la Cordillera Central de Colombia**. Berlín: Verlag Von DietrichReimer (Ernst Vohsen), 1926. 361 p.

GUZMÁN-LÓPEZ C.A. Estudio diagenético preliminar de la Formación Amagá. **Boletín de Geología**, Bucaramanga, v. 29, no.1, p. 13-20, 2007.

HALL, R.; ÁLVAREZ, J. y RICO, H. **Geología de los departamentos de Antioquia y Caldas (Sub-zona II-A)**. Bogotá: INGEOMINAS, 1972. 85 P. (Boletín geológico, v. 20, no. 1).

HEDENQUIST, J.; ARRIBAS, A. and GONZÁLEZ-URIEN, E. Exploration for epithermal gold deposits. In: HAGEMANN, S.G. and BROWN, P.E. (Ed.) **SEG Reviews v. 13**. Society of economic geologist, 2000. p. 245-277

HEINRICH, I. *et al.* Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia. **Pesquisas em geociências**, Porto Alegre, v. 41, no. 3, p. 231-242, 2013.

JARAMILLO, J.M. **Volcanic rocks of the rio Cauca valley, Colombia**. 1976. 35 p. Thesis Degree of Master of Arts, Rice University, Houston, 1976.

LESAGE, G. *et al.* Geochronology, geochemistry, and fluid characterization of the Late Miocene Buriticá gold deposit, Antioquia department, Colombia. **Economic Geology**, Littleton, v. 108, p. 1067-1097, 2013.

LÓPEZ, A.; SIERRA, G. y RAMÍREZ, D. Vulcanismo Neogeno en el suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. **Boletín de ciencias de la tierra**, Medellín, no. 19, p. 27-42, 2006.

MAHECHA, H. *et al.* **Cartografía geológica de las vulcanitas de la Formación Cômbia en un área de 200Km² en los alrededores del municipio de Jardín (departamento de Antioquia, Colombia)**. Bogotá: INGEOMINAS, 2006, 28 p.

MAYA, M. y GONZÁLEZ, H. **Unidades litodémicas de la Cordillera Central de Colombia**. Medellín: INGEOMINAS, 1995. (Informe 2279).

MELGAREJO, J.C. *et al.* Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. **Boletín de la sociedad geológica mexicana**, México, v. 62, no. 1, p. 1-23, 2010.

MISRA, K. C. **Understanding mineral deposits**. Tennessee: Springer, 2000. Cap. 1, p. 1.

NIVIA, Á. *et al.* The Quebrada Grande Complex: a lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central cordillera of the Colombian Andes. **Journal of south American earth science**, v. 21, p. 423-436, 2006.

PAPIKE, J.J. Chemistry of the rock-forming silicates: multiple-chain, sheet, and framework structures. **Reviews of Geophysics**, v. 26, no. 3, p. 407-444, 1988.

PARDO-TRUJILLO, A.; MORENO-SÁNCHEZ, M. y GÓMEZ-CRUZ, A. **Estratigrafía de algunos depósitos del cretáceo superior en las cordilleras central y occidental de Colombia: implicaciones regionales**. Belgium: Ulg-PPMB. 2002. Cap. 1, p. 3-8.

PARIS, G.*et al.* **Map and database of Quaternary faults and folds in Colombia and its offshore regions**. Denver: U. S. Geological Survey, 2000. (open file report 00-0284).

PIRAJNO, F. **Hydrothermal processes and mineral systems**. Perth: Springer, 2009. Cap. 5, p. 355-517.

RAMÍREZ, D.*et al.* Edad y proveniencia de las rocas volcánico sedimentarias de la Formación Combia en el suroccidente antioqueño-Colombia. **Boletín de ciencias de la tierra**, Medellín, no. 19, p.9-26, 2006.

REED, S.J.B. **Electron microprobe analysis and scanning electron microscopy in geology**. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. Cap. 2, p. 7-20.

RESTREPO, J.*et al.* Terrenos complejos y provincias en la cordillera Central de Colombia. **I+D**, Medellín, v. 9, no. 2, p.49-56, 2009.

RESTREPO, J.J.; TOUSSAINT, J.F. and GONZÁLEZ, H. Edades mio-pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, departamentos de Antioquia y Caldas. **Geología norandina**, v.3, p. 21-26, 1981.

RIEDER, M.*et al.* Nomenclature of the micas. **The Canadian Mineralogist**, v. 36, p. 10-20, 1998.

ROBB, L. **Introduction to ore-forming processes**. United Kingdom: Blackwell Publishing, 2005. Cap. 3, p.149-170.

RUIZ-JIMÉNEZ, E.*et al.* Geología y geoquímica de las metabasitas del Complejo Arquía (municipios de Santafé de Antioquia y río Arquía, Colombia): implicaciones geodinámicas. **Boletín ciencias de la Tierra**, Medellín, no. 32, p. 65-80, 2012.

SANDOVAL-ROBAYO, M. Habitus productivo y minería: el caso de Marmato, Colombia. **Universitashumanística**, Bogotá, no. 74, p. 145-172, 2012.

SEEDORFF, E.*et al.* Porphyry deposits: Characteristics and origin of hypogene features. In: HEDENQUIST, Jeffrey; THOMPSON, John; GOLDFARB, Richard and RICHARDS, Jeremy. (Ed.) **Economic Geology, 100th Anniversary Volume**. Society of economic geologist, 2005. p. 251-298.

SILLITOE, R. and HEDENQUIST, J. Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits. **Economic Geology**, Littleton, special publication 10, p. 315-343, 2003.

SILLITOE, R. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic setting and metallogenic considerations. **Economic Geology**, Littleton, v. 103, p. 663-687, 2008.

SIMMONS, S.; WHITE, N. and JOHN, D. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. In: HEDENQUIST, Jeffrey; THOMPSON, John; GOLDFARB, Richard and RICHARDS, Jeremy. (Ed.) **Economic Geology, 100th Anniversary Volume**. Society of economic geologist, 2005. p. 485-522.

THOMPSON, R. **Yarumalito project technical report departments of Antioquia and Caldas Republic of Colombia**. Colombian Mines Corporation, 2006. 105 p.

TORO, G.; RENDÓN, D. y MONTES, L. Levantamiento de los Andes en el norte de la Cordillera Central de Colombia: una aproximación geomorfológica, estructural y cronológica (trazas de fisión). **Boletín de Ciencias de la Tierra**, Medellín, no. 2, p. 125-127, 2008.

VALENCIA, A. **Manizales en la dinámica colonizadora (1846-1930)**. Manizales: Universidad de Caldas - Fondo Editorial Serie Ciencias Sociales y Filosofía, 1990. 179 p.

VILLAGÓMEZ, D. *et al.* Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. **Lithos**, v. 125, p. 875-896, 2011.

WHITE, N. and HEDENQUIST, J. Epithermal environments and styles of mineralization: variations and their causes, and guidelines for exploration. **Journal of geochemical exploration**, Amsterdam, v. 36, p. 445-474, 1990.

6 CAPÍTULO – PUBLICAÇÃO CIENTÍFICA

ARTÍGOS SUBMETIDOS À REVISTA BOLETÍN DE GEOLOGÍA

ARTIGO I

SISTEMA PORFIRITICO YARUMALITO, ANTIOQUIA: PETROGRAFÍA Y
CARACTERIZACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES

AUTORES

Marcela Barrera¹; José Carlos Frantz²; Juliana Charão-Marques²; Diana Sánchez-Celis¹

ARTIGO II

QUÍMICA MINERAL DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A PÓRFIDOS
DACITICOS DEL SISTEMA PORFIRÍTICO YARUMALITO, ANTIOQUIA, COLOMBIA.

AUTORES

Marcela Barrera¹; José Carlos Frantz²; Juliana Charão-Marques²; Nilson Fransisquini-
Botelho³; Diana Sánchez-Celis¹

¹ Programa de Pos graduación en Geociencias, Instituto de Geociencias, Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil, marcela.barrera@ufrgs.br (+51)93746050; dmsanchezc@gmail.com

² Laboratório de Geología Isotópica, Instituto de Geociencias, Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil, jose.frantz@ufrgs.br juliana.marques@ufrgs.br

³ Departamento de Mineralogia e Petrología, Instituto de Geociências, Universidad de Brasília, Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP: 70910900 Brasília, DF, Brasil, nilsonfb@unb.br



Bucaramanga, agosto 27 de 2014

A QUIEN PUEDA INTERESAR:

La Revista Boletín de Geología (ISSN 0120-0283) reconocida por Colciencias y clasificada en el índice nacional PUBLINDEX en Categoría tipo A2, certifica que Diana Marcela Barrera Cortes, sometió para posible publicación el artículo titulado "SISTEMA PORFIRÍTICO YARUMALITO, ANTIOQUIA: PETROGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES", el cual actualmente se encuentra en proceso de evaluación.

Cordial saludo,

Francisco Velandia
Editor



Bucaramanga, agosto 27 de 2014

A QUIEN PUEDA INTERESAR:

La Revista Boletín de Geología (ISSN 0120-0283) reconocida por Colciencias y clasificada en el índice nacional PUBLINDEX en Categoría tipo A2, certifica que Diana Marcela Barrera Cortes, sometió para posible publicación el artículo titulado "QUÍMICA MINERAL DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A PÓRFIDOS DACÍTICOS DEL SISTEMA PORFIRÍTICO YARUMALITO, ANTIOQUIA, COLOMBIA", el cual actualmente se encuentra en proceso de evaluación.

Cordial saludo,

Francisco Velandia
Editor

SISTEMA PORFIRÍTICO YARUMALITO, ANTIOQUIA: PETROGRAFÍA Y CARACTERIZACIÓN DE LAS ALTERACIONES HIDROTERMALES.

**Marcela Barrera¹; José Carlos Frantz²; Juliana Charão-Marques²; Diana
Sánchez-Celis¹**

RESUMEN

Se realiza la descripción petrográfica de pórfidos asociados con mineralización de oro en el sistema Yarumalito y de las alteraciones hidrotermales, que afectan principalmente pórfidos dacíticos, enfatizando en la descripción de los filosilicatos asociados, mediante el análisis de secciones de núcleos de sondaje y petrografía óptica y electrónica de secciones delgadas pulidas.

Petrográficamente los cuerpos hipoabisales juveniles corresponden con fases diferenciadas que dan paso a mineralogías más félsicas, por otra parte las alteraciones hidrotermales identificadas con base en las paragénesis minerales, especialmente con base en los filosilicatos presentes (biotita, clorita, moscovita), corresponden con alteraciones potásica, propilítica y fílica, estas alteraciones son comunes en vetillas de cuarzo con sulfuros o formando halos, en menor proporción aparecen de forma pervasiva en la roca.

La mineralogía de los pórfidos muestra las etapas evolutivas del sistema, mientras las texturas presentes sugieren una prominente interacción con fluidos de origen magmático-hidrotermal. Lo anterior permite ahondar en el conocimiento del desarrollo temporal de este sistema porfirítico.

Palabras Clave: Petrografía, alteraciones hidrotermales, pórfidos, filosilicatos, Yarumalito, Colombia.

THE YARUMALITO PORPHYRY SYSTEM, ANTIOQUIA: PETROGRAPHY AND CHARACTERIZATION OF HYDROTHERMAL ALTERATION.

ABSTRACT

Petrographic description of the porphyries associated with gold mineralization in the Yarumalito system and hydrothermal alterations affecting mainly dacitic porphyries, emphasizing the analysis of associated phyllosilicates, is achieved by describing sections of drilled cores and by means of optical and electronic petrography of polished thin sections.

Petrographically, recent hypabyssal bodies are identified as more differentiated phases leading to more felsic mineralogy, on the other hand, identified hydrothermal alterations that can be distinguished based on each paragenetic sequence, mainly based on each of the phyllosilicates present (biotite, chlorite, muscovite),

¹ Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil, marcela.barrera@ufrgs.br (+51)93746050; dmsanchez@gmail.com

² Laboratório de Geologia Isotópica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil, jose.frantz@ufrgs.br; juliana.marques@ufrgs.br

correspond with potassic, propylitic and phyllic alterations. Alterations are common as either quartz veinlets with sulphides or halos, with a minor proportion are pervasive within the rock.

The mineralogy of the porphyries shows the evolutionary stages of the system, while the textures present suggest a prominent interaction with magmatic-hydrothermal fluids. This allows further our understanding of the temporal development of this porphyry system.

Keywords: Petrography, hydrothermal alteration, porphyry, phyllosilicates, Yarumalito, Colombia.

INTRODUCCIÓN

Los depósitos porfiríticos concentran cantidades considerables de metales como cobre, molibdeno y oro, mineralizaciones que aparecen tanto en las zonas de alteración hidrotermal como en intrusivos porfiríticos asociados (Sillitoe, 2008, 2010). El sistema pórfido Yarumalito (SPY) es dominado por intrusivos que varían composicionalmente de andesitas a dacitas con algunas variaciones texturales (dioritas, granodioritas), en este depósito la mineralización de oro es controlada por la tendencia estructural W-NW y es clasificada en dos zonas: La zona mineralizada norte y la zona mineralizada sur (Thompson, 2006).

Los datos de campo recolectados en el área de estudio por Colombian Mines Corporation (2010) y Heinrich *et al.* (2013) junto con las descripciones de los núcleos y la petrografía óptica y electrónica (SEM) de secciones delgada pulidas corroboran la aparición de cuerpos porfiríticos mineralizados de composición andesítica y dacítica.

Los pórfidos dacíticos son de vital importancia, ya que estos dan paso a la principal etapa de generación de alteraciones hidrotermales, asociadas con el depósito de minerales de mena.

CONTEXTO GEOLÓGICO.

El SPY que actualmente es propiedad de Colombian Mines Corporation, hace parte del distrito minero Marmato, se localiza en el flanco oriental de la cordillera occidental entre los municipios de Caramanta y Valparaíso, departamento de Antioquia. Estos pórfidos atraviesan rocas volcano-sedimentarias y sedimentarias de las Formaciones Combia y Amagá (FIGURA 1).

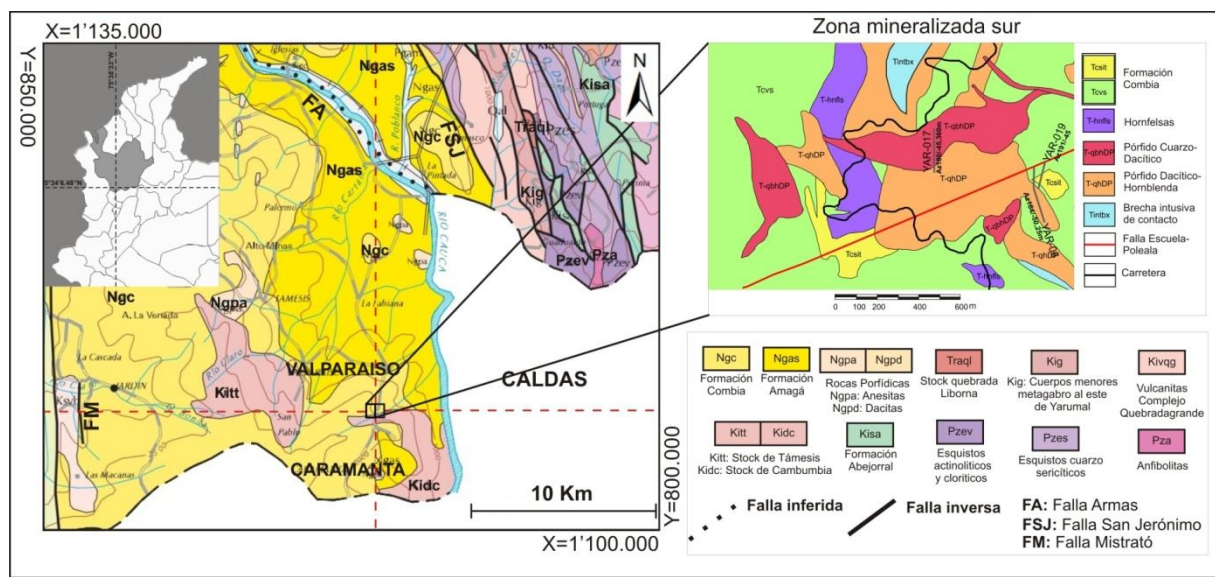


FIGURA 1. Localización del área de estudio. Modificado de González *et al.* (1999) y Colombian Mines Corporation (2010).

Las rocas porfíricas del SPY en la zona de estudio, son intrusiones mineralizadas de composición variable entre andesitas y dacitas, con alteraciones hidrotermales como: alteración potásica de feldespatos o biotita, alteración propilítica y alteración fílica, estos cuerpos mineralizados son intruídos por diques dacíticos estériles. La mineralización de estos pórfidos consiste en: pirita, calcopirita, pirrotita, esfalerita, molibdenita y oro libre que aparecen tanto diseminadas como en venas y vetillas de cuarzo (Chamois, 2011).

La Formación Combia corresponde a una secuencia volcano-sedimentaria, originada por varios pulsos magmáticos (López *et al.*, 2006). El miembro volcánico de esta unidad consta esencialmente de flujos de lava, rocas piroclásticas y epiclásticas, el miembro sedimentario está constituido por niveles gruesos de conglomerados separados por finas capas de arenisca y arcillolita. Esta unidad es generada en dos fases, la primera de vulcanismo efusivo con derrames basálticos, seguida por eventos de vulcanismo explosivo con emplazamiento de domos andesíticos que terminan siendo la fuente de los sedimentos del miembro clástico (González, 2001). Diversas dataciones realizadas en los cuerpos hipoabisales de esta formación (*i.e.* pórfidos de Yarumalito) la localizan en el Mioceno tardío (Jaramillo, 1976; Restrepo *et al.*, 1981; Ramírez *et al.*, 2006; Henrichs *et al.*, 2013).

La Formación Amagá subyace discordantemente la Formación Combia y es depositada en la cuenca interandina del Cauca (González, 2001). Esta unidad es conformada por sedimentos continentales fluviales y lacustres con mantos explotables de carbón que son procedentes del complejo polimetamórfico de la cordillera Central, el granito de Amagá y el Complejo Quebradagrande (Calle y González, 1982; Guzmán-López, 2007). Van Der Hammen (1958) propone una edad Oligoceno medio a Mioceno inferior para esta unidad.

METODOLOGÍA

Para este estudio se contó con la colaboración de Colombian Mines Corporation que facilitó secciones de los núcleos de sondaje YAR-06, YAR-17 y YAR 19, localizados sobre la zona mineralizada sur del SPY.

Estos núcleos se describieron macroscópica y microscópicamente, se realizaron y analizaron 31 secciones delgadas pulidas. Para la petrografía se utilizó un microscopio Leica DM/LP y un equipo SEM (JSM 5800) del Instituto de Geociencias de la Universidad Federal do Rio Grande do Sul.

RESULTADOS

Petrografía

Las alteraciones hidrotermales mejor preservadas y la mineralización principal están asociadas a pórfidos dacíticos que intruyen pórfidos andesíticos con mineralización incipiente, poco expresiva y con alteraciones poco preservadas. Finalmente diques de pórfidos dacíticos estériles cortan toda la secuencia.

Pórfido andesito (mineralización incipiente)

Roca con estructura masiva, inequigranular de tamaño de grano medio a grueso y textura general hipidiomórfica, con algunas texturas particulares de exolución (micropertita) en plagioclasas, la matriz de esta roca corresponde a un 20%. La mineralogía es plagioclasa, cuarzo, hornblenda y biotita, siendo esta última el mineral máfico de mayor predominio. Como minerales accesorios se encuentran circones y apatitos. Como minerales de alteración aparece principalmente clorita y sericita, la primera producto de reequilibrio en la fase

magmática y alteración hidrotermal de hornblendas y biotitas y la sericita producto de alteración de plagioclasas.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa hasta andesina, corresponde a 60% en cristales euhedrales, prismáticos con tamaño entre 3mm y 6mm con zonación compleja, frecuentemente inversa y macla polisintética. La biotita representa el 15% en cristales tabulares subhedrales hasta anhedrales con tonalidades café-verdosas, con tamaños de 0,5mm a 1mm, presentan lamelas y alteración centripeta a clorita. La hornblenda corresponde a 10% en cristales anhedrales con tamaño hasta de 1mm que varían de verde claro a verde oscuro, frecuentemente con bordes reabsorbidos y alterada a biotita y menormente a clorita. El cuarzo representa 10% de fenocristales anhedrales con tamaño inferior a 0,5 mm, extinción ondulante y bordes reabsorbidos (FIGURA 2 A, B).

Los minerales accesorios corresponden al 5%, representado por cristales opacos asociados principalmente a los minerales máficos y cristales anhedrales de circón incoloro a castaño claro y apatito, el tamaño de los cristales no sobrepasa los 0,05mm.

Pórfido dacito (mineralización principal)

Estas rocas predominan en las secciones estudiadas, presentan una estructura masiva, holocristalina, hipidiomorfa, con tamaño de grano medio a grueso y afectadas por una importante alteración hidrotermal con fuerte afectación de los minerales aluminosilicatados, la matriz de esta roca es del 40% y la mineralogía corresponde a plagioclasa, cuarzo, biotita, hornblenda. Como minerales accesorios aparecen circón y apatito y como minerales de alteración es frecuente encontrar sericita, asociada a las plagioclasas y biotita-clorita asociadas a los minerales máficos.

La plagioclasa es de tipo oligoclasa, conforma 45% en fenocristales subhedrales a euhedrales prismáticos con tamaño entre 1mm a 3mm, con zonación compleja, generalmente normal, maclas polisintética y de Carlsbad, es común encontrar cristales parcial a totalmente sericitizados, biotitizados o cloritizados. El cuarzo corresponde a 30% de cristales subhedrales con tamaños de 0,5mm a 1mm, extinción ondulante y bahías de corrosión. 10% de los cristales son de biotita (Bio I) verdosa tabular, subhedral con tamaño de 1mm a 3mm y frecuentes

lamelas de alteración a clorita. La hornblenda (Amph I) representa 10% de cristales anhedrales a subhedrales fuertemente fracturados y con tamaño de 1mm, es común encontrar cristales parcialmente biotitizados y cloritizados (FIGURA 2 C, D).

Los minerales accesorio corresponden a 5% de circón incoloro a castaño claro y apatito, con tamaño inferior a 0,05mm, el circón puede encontrarse como inclusiones en biotitas y hornblendas, además de minerales opacos asociados principalmente a biotita y hornblenda.

Pórfido dacito tardío (estéril)

Aparece muy localmente intruyendo pórfidos dacíticos mineralizados; son rocas holocristalinas, xenomorficas con estructura masiva y tamaño de grano fino a medio, la matriz es relativamente escasa. La mineralogía corresponde a cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La sericitización es la principal alteración observada.

El cuarzo es el mineral principal con 45% de cristales anhedrales con tamaño de 0,1mm a 0,5mm, con extinción fuertemente ondulante. El feldespato potásico representa 35% de cristales subhedrales, con tamaños que alcanzan 1mm, y macla de Carlsbad. El 20% restante corresponde a plagioclasa subhedral, con macla polisintética. La sericitización se presenta como aglomerados con cristales de 1mm o menores al interior del pórfido y como halos de alteración alrededor de esta intrusión (FIGURA 2 E, F).

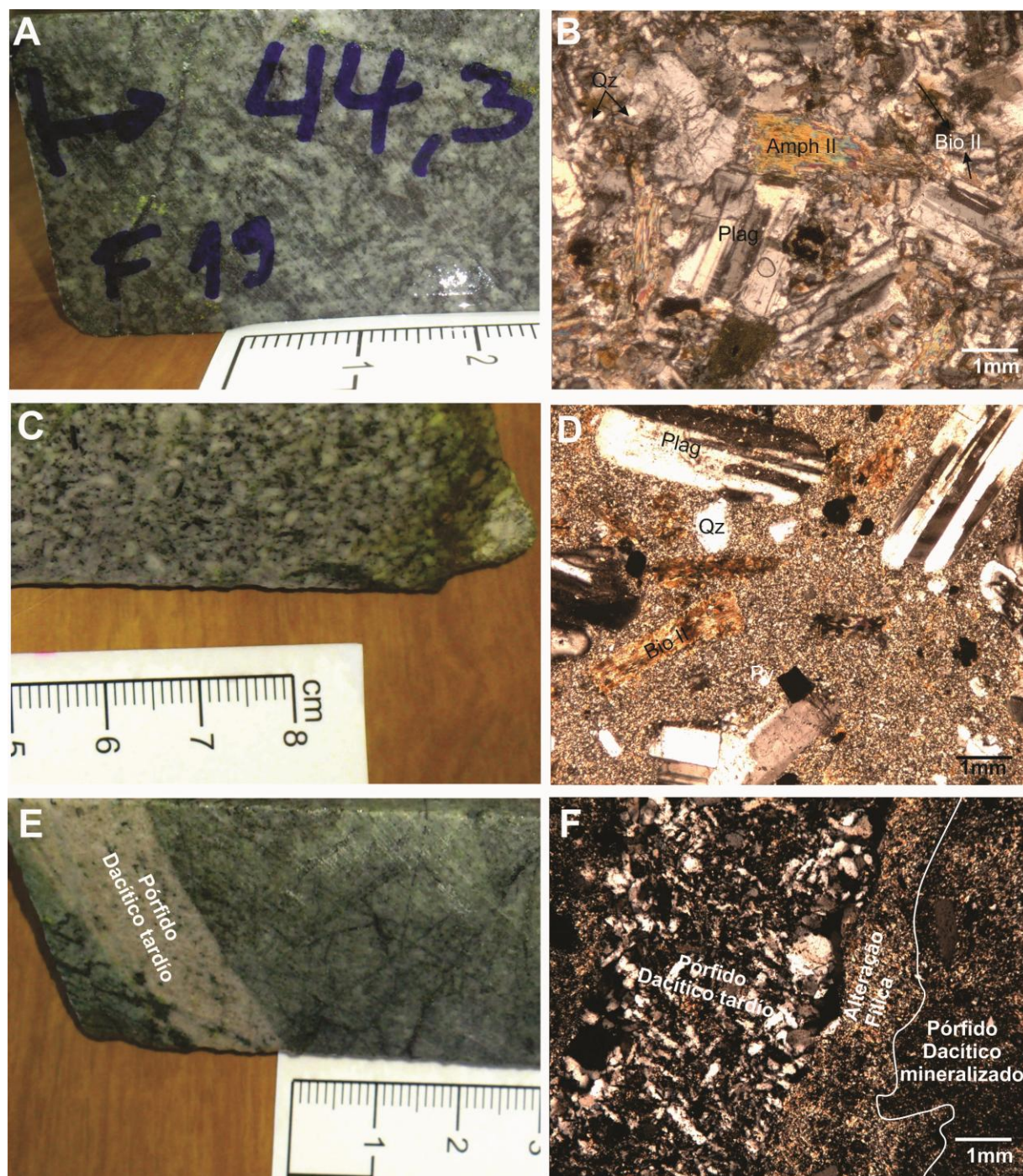


FIGURA 2. Secciones macro y microscópica de los pórfidos analizados. A y B) Pórfido andesítico. C y D) Pórfido dacítico mineralizado. E y F) Pórfido dacítico tardío.

Petrografía de las alteraciones hidrotermales y la mineralización asociada.

En el pórfido andesítico se encuentran vestigios poco reconocibles de alteración potásica de feldespato±clorita y zonas silicificadas, mientras en el pórfido dacítico mineralizado se reconocen claramente: alteración potásica de biotita, alteración propilítica y alteración fílica (FIGURA 3). En el pórfido dacito estéril es posible reconocer sericitización (alteración fílica) incipiente.

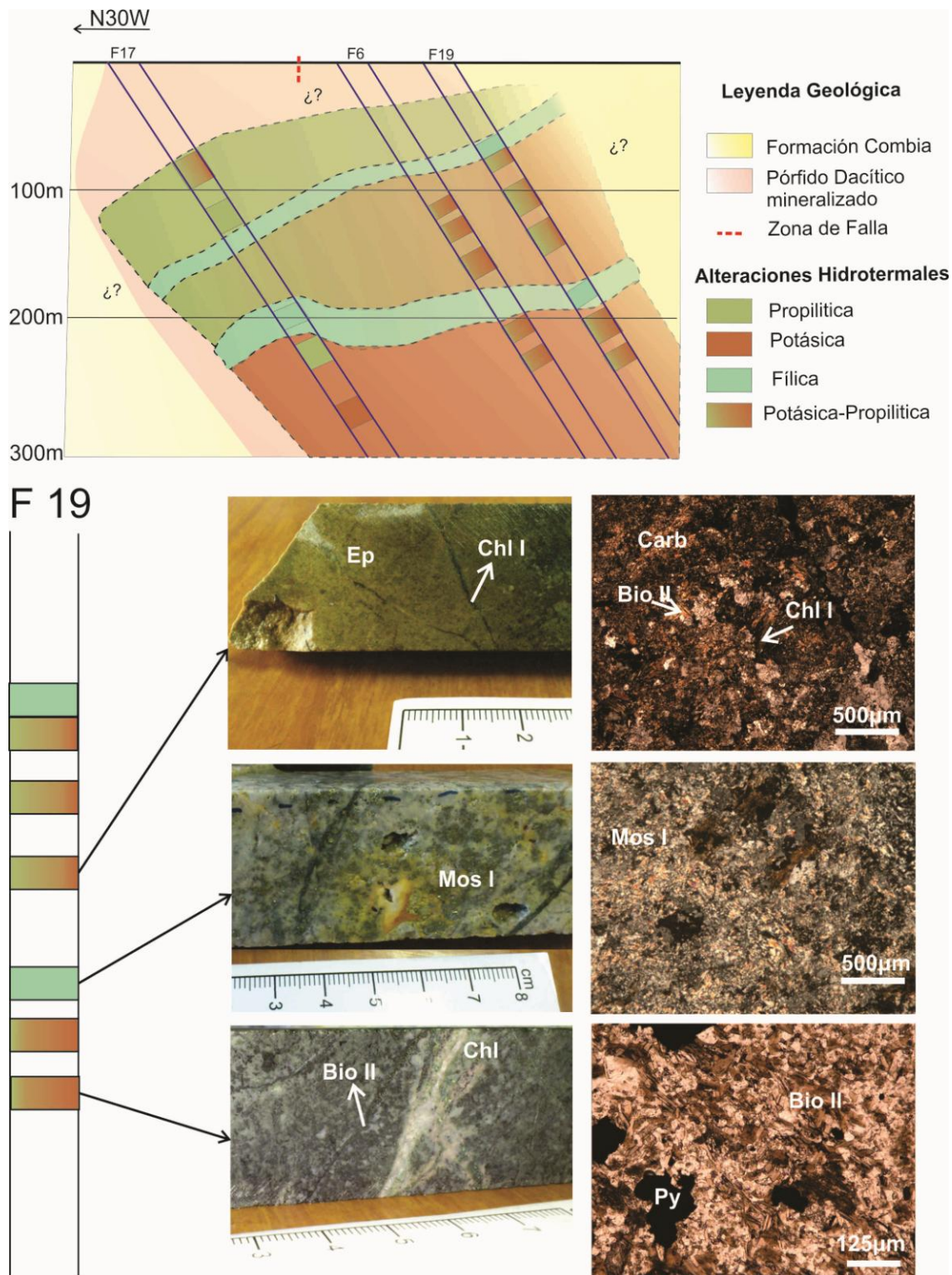


FIGURA 3. Esquema de distribución de alteraciones hidrotermales en el pórfido dacítico del sistema Yaramalito. Los rectángulos representan las secciones estudiadas, los polígonos punteados son interpretativos sobre la disposición de las zonas de alteración hidrotermal.

La alteración potásica del pórfido dacítico es caracterizada por la presencia conspicua de biotita secundaria (Bio II) subhedral, diseminada, con tamaños entre $<5\mu\text{m}$ hasta $20\mu\text{m}$, los cristales de mayor tamaño presentan lamelas alteradas a clorita u óxidos de hierro, comúnmente esta biotita forma glomeropórfiros y cumulo pórfidos junto con sulfuros; esta alteración es acompañada por clorita (Chl I) y hornblenda (Amph II), posibles relictos de una alteración propilitica inicial de más alta temperatura, que aparecen al interior de vetillas y también como parte de los halos de alteración. Esta alteración se encuentra asociada a vetillas de cuarzo \pm calcita, con magnetita + pirita + calcopirita, las mineralizaciones de oro y plata se encuentran asociadas a todos los minerales metálicos, sin embargo la mayor concentración se da en la calcopirita donde se encuentran valores de: $\text{Au}\approx 1,07 \text{ wt\%}$ y $\text{Ag}\approx 8,2 \text{ wt\%}$ según análisis EDS en SEM.

En el pórfido dacito se encuentra clorita (Chl) conformando tres fases:

1. Fase (Chl I), marca el inicio de la alteración propilitica, asociada con Bio II – carbonato - Amph II – epidota \pm pirita \pm magnetita - calcopirita, la clorita exhibe un hábito fibroso con tamaños de $50\mu\text{m}$ dentro de vetillas junto con cuarzo o en los halos de alteración de las mismas, es menos frecuente encontrar la clorita como cristales diseminados.

2. Fase (Chl II), está asociada a la alteración propilitica principal, asociada principalmente con brechas hidrotermales. Se encuentra en paragénesis con epidota \pm carbonato + magnetita (con inclusiones de calcopirita y pirita). Carbonato y epidota generalmente son cristales subhedrales con tamaño mayor a $50\mu\text{m}$, mientras la clorita se encuentra como agregados cristalinos xenomorfos con pleocroísmo que varía de verde pálido a verde oscuro.

3. Fase Chl III, forma parte del inicio de la alteración fílica, asociada a sericita (Mos I). La clorita forma vetillas o se encuentra como agregados cristalinos con hábito fibroso con tamaños entre $20\mu\text{m}$ y $30\mu\text{m}$, con tonos verdosos pálidos y pleocroísmo bajo.

La sericitización, que marca la fase principal de alteración fílica, aparece en el pórfido dacítico mineralizado con la paragénesis sericita (Mos I) \pm clorita (Chl III) \pm pirita \pm calcopirita. Mos I en este pórfido es incolora a verde claro y se encuentra como agregados

crystalinos finos con tamaño menor o igual a $20\mu\text{m}$, aparece diseminada o como halos de alteración asociados vetillas tardías, es frecuente encontrarla de forma pervasiva sobre aluminosilicatos.

En el pórfido dacítico estéril la sericitización es representada por sericita (Mos II) incipiente y subordinada. Esta mica se presenta formando halos de alteración en los bordes del pórfido y como agregados fibrosos radiales con tamaño menor a $20\mu\text{m}$ al interior del mismo.

Asociado a las zonas de alteración hidrotermal del pórfido dacítico mineralizado aparecen magnetita, pirita y calcopirita que son analizados mediante EDS en SEM.

Magnetita, aparece como cristales cúbicos y anhedrales con textura ameboidal, con tamaño menor o igual a $350\mu\text{m}$. Está asociada principalmente a la alteración potásica y propilítica, siendo más abundante en esta última. Son normales las inclusiones de calcopirita, dando paso a textura bimodal, presenta 85 a 95 wt% de hierro y elementos traza como cobalto.

La pirita, a alta temperatura se presenta como cristales anhedrales, con texturas ameboidales, formando vetillas incipientes acompañada de calcopirita o con inclusiones de esta, generando texturas bimodales, presenta 54,75wt% de azufre, 34,49wt% de hierro y trazas de cobalto y plata. A bajas temperaturas los cristales de pirita son subhedrales a euhedrales con tamaños que alcanzan $250\mu\text{m}$ a $300\mu\text{m}$ y textura unimodal, con 53,21wt% de azufre y 38,57wt% de hierro.

Calcopirita, aparece formando pequeñas inclusiones dentro de magnetita y pirita o diseminada en la roca, en ambos casos se presenta como cristales anhedrales con tamaño menor a $50\mu\text{m}$, está compuesta por 35,7wt% de azufre, 26,3wt% de hierro y 29,7wt% de cobre, con concentraciones traza de Zn, Sn, Ag y microinclusiones de Au.

El registro de los análisis SEM de los minerales opacos se encuentra en la TABLA 1 y (FIGURA 4).

TABLA 1. Modelo de los datos EDS obtenidos para óxidos y sulfuros asociados a las alteraciones potásica, propilítica y fílica.

	No.	L8-P13-pt2	L8-P13-pt1	L29-P3	L29-P4	L11-P5-pt2	L11-P4	L4-P11-pt1
	Alteración	Potásica	Potásica	Potásica	Potásica	Propilítica	Propilítica	Sericítica
	Min.	Py	Ccp	Ccp	Ccp	Mgt	Mgt	Ccp
Elementos (Wt %)	S	52,46	35,91	26,44	22,65	0,54	0	50,14
	Cu	0	28,21	29,36	21,87	0	0	18,41
	Fe	38,53	26,98	1,84	1,3	85,98	96,21	26,63
	Au	0	1,4	0	0,69	9,8	0	3,46
	Sr	8,08	5,56	1,29	2,47	0	0	1,36
	Ag	0	0	6	18,15	0	0	0
	Zn	0	0	4,51	4,59	0	0	0
	Sb	0	0	30,56	28,29	0	0	0
	Co	0,93	0,44	0	0	0	0,96	0

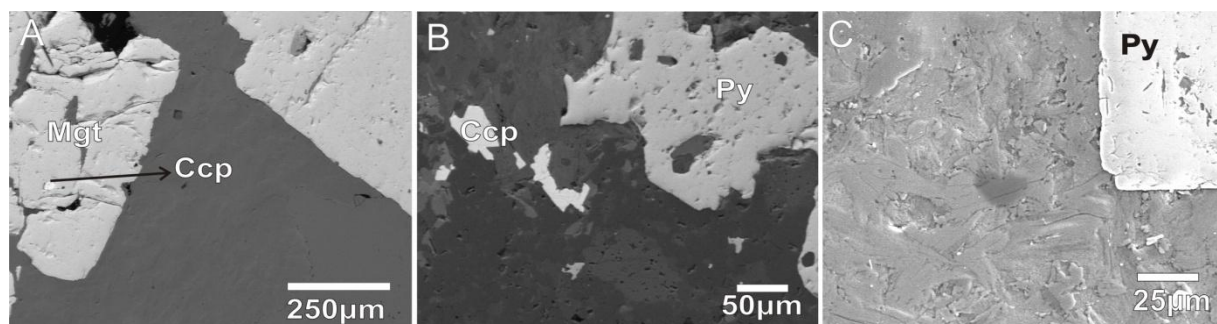


FIGURA 4. Imágenes SEM de electrones retro dispersados y secundarios de los sulfuros y óxidos asociadas a las alteraciones hidrotermales del pórfido dacítico: A) alteración propilítica, B) alteración potásica, C) alteración fílica. Claves microfotografías: Mgt=magnetita, Ccp=calcopirita, Py=pirita.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

El pórfido andesítico y el pórfido dacítico estéril, presentan una importante disminución en el porcentaje de matriz, indicando que la cristalización de estos cuerpos se dio bajo condiciones similares de formación de matriz y de fenocristales. El pórfido dacítico mineralizado presenta una relación matriz fenocristales cercana a 40:60, presenta microcristales de mayor tamaño a los de los pórfidos anteriormente descritos, sugiriendo que la cristalización ocurrió bajo condiciones diferentes a las observadas en los dos anteriores, dichas condiciones facilitan la formación y crecimiento de cristales en proporciones mayores,

sugiriendo que la mayor presencia de fluidos en este pórfido puede haber interferido en su historia de cristalización.

Texturas de corrosión, frecuentes en minerales del pórfido andesítico, están relacionadas con la mayor afectación de este pórfido debido al desequilibrio composicional que presenta respecto a los fluidos finales más diferenciados.

La interacción principal con fluidos hidrotermales tiene lugar en el pórfido dacítico mineralizado. En este pórfido la mineralización principal se encuentra asociada a las fases de alteración tardi-magmática de mayor temperatura, como las alteraciones potásica y propilítica, a las cuales están asociados importantes cantidades de sulfuros como pirita y calcopirita con diversas concentraciones de oro presente como inclusiones.

La presencia de filosilicatos como biotita, clorita y moscovita en las zonas de alteración sugieren un importante contenido de Mg y Fe, la cristalización de magnetita, pirita y menormente calcopirita corrobora la importancia de estos elementos.

CONCLUSIONES

La reactividad del magma con el fluido residual disminuye con la diferenciación. La relación de desequilibrio entre la composición del magma y los fluidos residuales es más acentuada en composiciones menos diferenciadas.

La mayor interacción con fluidos hidrotermales tiene lugar en el pórfido dacítico mineralizado, dando paso al desarrollo de alteraciones potásica, propilítica y filica.

El oro ocurre como oro libre o como inclusiones en sulfuros, se encuentra asociado a las paragénesis hidrotermales de las zonas potásica y propilítica, en las cuales está acompañado por pirita y calcopirita.

AGRADECIMIENTOS

A Isadora Heinrich y Oswaldo Ordoñez por las pesquisas previas en la zona de estudio, los aportes de dichas investigaciones fueron invaluable durante el desarrollo de este artículo.

Al personal técnico y científico del Centro de Microscopia Electrónica de la Universidad Federal do Rio Grande do Sul, a la CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) por la financiación durante el desarrollo de la maestría en Brasil de la cual se deriva el presente artículo. Al Dr. Jhon J. Sánchez por sus observaciones, a los evaluadores cuyas observaciones permitieron mejorar este artículo.

REFERENCIAS

Calle, B., González, H. 1982. Geología y geoquímica de la plancha 186 Riosucio. Informe No. I-1878. INGEOMINAS. Medellín, 120p.

Chamois, P. 2011. Technical report on the Caramanta project, departments of Antioquia and Caldas, Colombia. Scott Wilson Rosceo Postle Associates Inc. Toronto, 72 p.

Colombian Mines Corporation. 2010. Yarumalito simplified geology map. Escala 1:200. Colombian Mines Corporation.

González, H. 2001. Memoria explicativa mapa geológico departamento de Antioquia, escala 1:400.000, INGEOMINAS.

Guzmán-López, C.A., 2007. Estudio diagenético preliminar de la Formación Amagá, Boletín de Geología, 29(1): 13-20.

Heinrichs, I., Frantz, J., Marques, J., Ordoñez-Carmona, O., Castoldi, M., Sato, K. 2013. Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia. Pesquisas em geociências, 41(3): 231-242.

Jaramillo, J.M. 1976. Volcanic rocks of the rio Cauca valley, Colombia S.A. Thesis Degree of Master of Arts, Rice University, Houston.

López, A., Sierra, G., Ramírez D. 2006. Vulcanismo Neógeno en el suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. Boletín de ciencias de la tierra, 19: 27-42.

Ramírez, D., López, A., Sierra, G., Toro, G. 2006. Edad y proveniencia de las rocas volcánicas sedimentarias de la Formación Combia en el suroccidente antioqueño-Colombia. *Boletín de ciencias de la tierra*, 19: 9-26.

Restrepo J., Toussaint J., Gonzalez H. 1981. Edades mio-pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia. *Geología norandina*, 3: 22-26.

Sillitoe, R. 2008. Major gold deposits and belts of the North and South American Cordillera: distribution, tectonomagmatic setting and metallogenic considerations. *Economic Geology*, 103: 663-687.

Sillitoe, R. 2010. Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105: 3-41.

Thompson, R. 2006. Yarumalito Project Technical Report. Thompson consulting. Utah, 105 p.

Van Der Hammen, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos (con 7 planchas). *Boletín Geológico*, 6: 67-128.

**QUÍMICA MINERAL DE FILOSILICATOS ASOCIADOS A PÓRFIDOS
DACÍTICOS DEL SISTEMA PORFIRÍTICO YARUMALITO, ANTIOQUIA,
COLOMBIA.**

**Marcela Barrera¹; José Carlos Frantz²; Juliana Charão-Marques²; Nilson
Fransisquini-Botelho³; Diana Sánchez-Celis¹**

RESUMEN

Filosilicatos magmáticos e hidrotermales (biotitas magnesianas, flogopitas, ripidolitas, corundofilas, fengita y moscovita) asociados a pórfidos dacíticos mineralizados y estériles del sistema Yarumalito, y descritos anteriormente, son analizados mediante microscopía óptica, electrónica y análisis de microsonda electrónica. Ocurren sustituciones catiónicas acopladas entre los sitios VI y IV (sustituciones Tschermakíticas), con implicación de Si^{+4} , Al^{+3} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Ti^{+4} y Mn^{+2} y sustituciones al interior del sitio VI con implicación frecuente de Fe^{+2} , Mg^{+2} y esporádica de Mn^{+2} y Ti^{+4} .

Las variaciones químicas observadas sugieren que la formación de cristales fue afectada por diversos procesos. La descripción y entendimiento de estos procesos, permite ahondar en el conocimiento de la evolución de los fluidos responsables de las asociaciones minerales observadas.

Palabras Clave: Filosilicatos, pórfidos, Yarumalito, fluidos hidrotermales, química mineral, Colombia.

**MINERAL CHEMISTRY OF PHYLLOSILICATES ASSOCIATED WITH
DACITIC PORPHYRY OF THE YARUMALITO PORPHYRY SYSTEM,
ANTIOQUIA, COLOMBIA.**

Magmatic and hydrothermal phyllosilicates (magnesian biotites, phlogopites, ripidolites, corundofilas, phengite, and muscovite) associated to mineralized and barren dacitic porphyries of the Yarumalito system, and described previously, were analyzed by means of optical and electronic microscopy and electron microprobe analysis. Cationic substitution occur as either coupled reactions between sites VI and IV (Tschermakitic substitutions), with the interaction of elements like Si^{+4} , Al^{+3} , Mg^{+2} , Fe^{+2} , Ti^{+4} and substitutions into VI site with frequent involvement of Fe^{+2} and Mg^{+2} and sporadic Mn^{+2} and Ti^{+4} .

The chemical changes observed, suggest that crystal formation was affected by diverse processes. Description and understanding of that processes, allow for devolve into knowledge of the hydrothermal fluids evolution responsible by the mineral assemblages observed.

Keywords: Phyllosilicates, porphyries, Yarumalito, hydrothermal fluids, mineral chemistry, Colombia.

¹ Programa de Pos graduación en Geociencias, Instituto de Geociencias, Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil, marcela.barrera@ufrgs.br (+51)93746050; dmsanchezc@gmail.com

² Laboratório de Geología Isotópica, Instituto de Geociencias, Universidad Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves 9500, CEP: 91501-970 Porto Alegre, RS, Brasil, jose.frantz@ufrgs.br juliana.marques@ufrgs.br

³ Departamento de Mineralogia e Petrología, Instituto de Geociências, Universidad de Brasilia, Campus Darcy Ribeiro, Asa Norte, CEP: 70910900 Brasilia, DF, Brasil, nilsonfb@unb.br

INTRODUCCIÓN

La sección estudiada en la zona mineralizada sur del sistema pórfido Yarumalito (SPY) es caracterizada petrográficamente por Barrera *et al.* (2015 manuscrito en revisión). Este sector aparecen pórfidos andesíticos con mineralización incipiente, pórfidos dacíticos que contienen la mineralización principal de oro libre o como inclusiones en sulfuros y pórfidos dacíticos estériles. Todos los intrusivos presentan alteraciones hidrotermales, sin embargo, las alteraciones más representativas por su relación con la mineralización principal están asociadas con el pórfido dacítico mineralizado, estas alteraciones son: alteración potásica, alteración propilítica y alteración fílica.

La caracterización composicional de los filosilicatos asociados a los pórfidos dacíticos, junto con la descripción textural de los mismos presentada en Barrera *et al.* (2010 manuscrito en revisión) permiten identificar las variaciones químicas que tuvieron lugar y establecer la evolución de los fluidos hidrotermales, responsables de la mineralización asociada.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El SPY, que es parte del distrito minero Marmato, se localiza en el flanco oriental de la cordillera occidental entre los municipios de Caramanta y Valparaíso en el departamento de Antioquia. Este pórfido intruye rocas volcano-sedimentarias de la Formación Combia, las cuales se encuentran en contacto con la Formación Amaga (FIGURA 1).

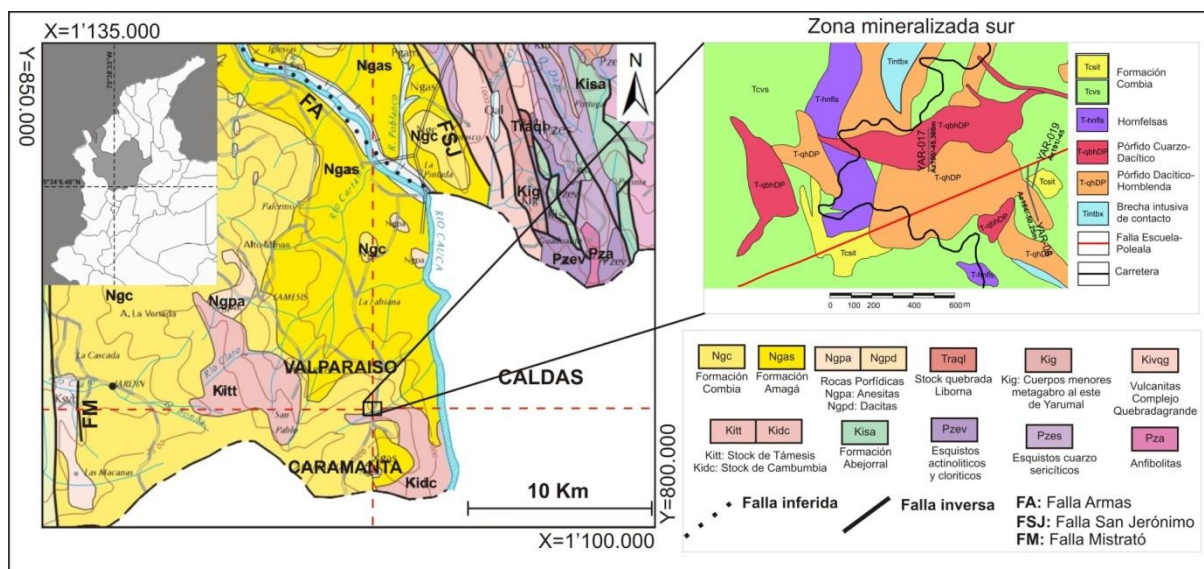


FIGURA 1. Localización del área de estudio. Tomado de (Barrera *et al.*, 2015 manuscrito en revisión).

En la zona de estudio las rocas porfíricas corresponden a intrusiones con mineralización de oro libre o como inclusiones en sulfuros (pirita y calcopirita) que se encuentran diseminados o en vetillas de cuarzo en intrusivos de composición variable entre andesitas y dacitas, con alteraciones hidrotermales como: alteración potásica de feldespato y/o biotita, alteración propilítica y alteración fílica, estos cuerpos mineralizados son intruídos por pórfidos dacíticos estériles (Barrera *et al.*, 2015 manuscrito en revisión).

La Formación Combia corresponde a una secuencia volcano-sedimentar de edad Mioceno tardío (Jaramillo, 1976; Restrepo *et al.*, 1981; Ramírez *et al.*, 2006; Henrichs *et al.*, 2013), originada por varios pulsos magmáticos, el miembro volcánico consta de flujos de lava, rocas piroclásticas y epiclásticas, el miembro sedimentario está constituido por niveles gruesos de conglomerados separados por finas capas de arenisca y arcillolita (López *et al.*, 2006).

La Formación Amagá subyace discordantemente la Formación Combia y es conformada por sedimentos continentales fluviales y lacustres que son procedentes del complejo polimetamórfico de la cordillera Central, el granito de Amagá y el Complejo Quebradagrande, además cuenta con mantos explotables de carbón (Calle y González, 1982;

Guzmán-López, 2007). Van Der Hammen (1958) propone una edad Oligoceno medio a Mioceno inferior para esta unidad.

METODOLOGÍA

De las 31 secciones delgadas pulidas caracterizadas en Barrera *et al.* (2015 manuscrito en revisión) se seleccionan 10 para llevar a cabo un total de 266 mediciones de microsonda electrónica en filosilicatos.

Los datos de microsonda electrónica se obtuvieron en una unidad Jeol JXA-8230 equipada con 5 espectrómetros de tipo WDS y 1 espectrómetro EDS, perteneciente al Instituto de Geociencias de la Universidad de Brasilia (UnB). Las condiciones analíticas utilizadas fueron: voltaje 15 Kv, corriente 10nA, apertura del haz de electrones de 1 μ m y tiempo de conteo de 5s por elemento.

La fórmula estructural para los filosilicatos es calculada en base anhidra, asumiendo 22 átomos de oxígeno para las micas y 28 átomos de oxígeno para las cloritas según la propuesta de Deer *et al.* (1992). El cálculo de átomos por fórmula unidad (a.p.f.u) se realiza utilizando las tablas proporcionadas por The Open University (2010) y la clasificación mineral se realiza según las propuestas de Foster (1960), Beane (1974), Abdel-Rahman (1993), Miller *et al.* (1981) y Tischendorf *et al.* (2004) para las micas y para las cloritas se utilizan las propuestas de Hey (1954) y Foster (1962).

RESULTADOS

Los filosilicatos analizados en el pórfido dacítico mineralizado, corresponden a mica trioctaédrica (biotita) magmática (Bio I), mica trioctaédrica (biotita) hidrotermal (Bio II) asociadas a la alteración potásica, mica dioctaédrica (sericita) (Mos I) asociada a la alteración fílica, cloritas asociadas a: alteración potásica (Chl I), alteración propilítica (Chl II) y alteración fílica (Chl III). Mientras en el pórfido dacítico estéril se analizan micas dioctaédricas (sericita) (Mos II) de la alteración fílica

Una muestra de los datos obtenidos en microsonda electrónica para filosilicatos de los pórfidos dacíticos, junto con el cálculo de átomos por fórmula unitaria (a.p.f.u) se presenta en la TABLA 1.

TABLA 1. Modelo de los datos de microsonda electrónica para filosilicatos, óxidos en porcentaje en peso y resultados calculados en átomos por fórmula unidad (a.p.f.u). Bio I=biotita magmática, Bio II=biotita hidrotermal, Mos I=mica blanca pórfido dacito mineralizado, Mos II= mica blanca pórfido dacito estéril, Chl I= clorita asociada a la alteración potásica, Chl II=clorita de la alteración propolítica, Chl III= clorita asociada a la alteración fílica

% Peso	Bio I	Bio II	Mos I	Mos II	Chl I	Chl II	Chl III
Muestra	21	93	6	34	104	17	15
SiO₂	37,38	35,718	49,48	49,12	24,15	25,53	25,78
TiO₂	2,70	2,306	0,21	0,10	0,00	0,06	0,00
Al₂O₃	13,70	15,137	31,90	34,01	20,45	18,88	21,86
FeO	15,40	16,444	2,35	1,48	26,61	21,36	21,97
MnO	0,08	0,056	0,02	0,00	0,66	0,48	1,29
MgO	14,40	15,394	1,45	1,15	15,56	22,01	17,32
CaO	0,08	0,367	0,09	0,03	0,08	0,04	0,06
Na₂O	0,16	0,089	0,73	0,15	0,03	0,00	0,03
K₂O	9,43	9,308	9,48	9,72	0,03	0,01	0,03
SrO	0,11	0	0,00	0,04	0,06	0,01	0,00
BaO	0,93	0,232	0,09	0,25	0,00	0,01	0,01
ZnO	0,06	0,036	0,05	0,10	0,16	0,08	0,08
V₂O₃	0,14	0,057	0,08	0,01	0,04	0,00	0,15
H₂O_{calc}	3,76	3,76	4,55	4,56	11,20	11,55	11,60
TOTAL	99,91	99,98	100,48	100,75	99,02	100,08	100,21
Σcationes	20,152	20,145	17,862	17,766	36,384	36,574	36,037
Si	5,605	5,367	6,525	6,430	5,121	5,180	5,303
Al^{IV}	2,395	2,633	1,475	1,570	2,879	2,820	2,697
Al^{VI}	0,027	0,047	3,483	3,678	2,281	1,766	2,612
Ti	0,304	0,261	0,021	0,010	0,000	0,008	0,000
V	0,017	0,007	0,008	0,001	0,007	0,000	0,024
Fe	1,931	2,066	0,259	0,162	4,974	4,029	3,799
Mn	0,010	0,007	0,002	0,000	0,119	0,083	0,224
Mg	3,219	3,448	0,285	0,224	4,919	6,657	5,309
Zn	0,007	0,004	0,005	0,010	0,024	0,012	0,012
Ca	0,013	0,059	0,013	0,004	0,017	0,009	0,014
Na	0,047	0,026	0,187	0,038	0,021	0,000	0,026
K	1,804	1,784	1,595	1,623	0,015	0,005	0,015
Sr	0,010	0,000	0,000	0,003	0,007	0,001	0,000
Ba	0,055	0,014	0,005	0,013	0,001	0,002	0,002
OH	3,756	3,767	4,000	3,983	15,999	15,892	15,945

Micas trioctaédricas

En el pórfido dacítico mineralizado se diferencian dos tipos de micas trioctaédricas: 1. magmáticas (Bio I), presentes como fenocristales euhedrales con algunos rasgos de deformación y 2. Hidrotermales (Bio II), caracterizadas por la textura shreddy, donde los microcristales forman lineamientos y se encuentran alrededor o sobrepuestos en fenocristales de plagioclasa, hornblenda (Amph I) o mica magmática (Bio I) (FIGURA 2).

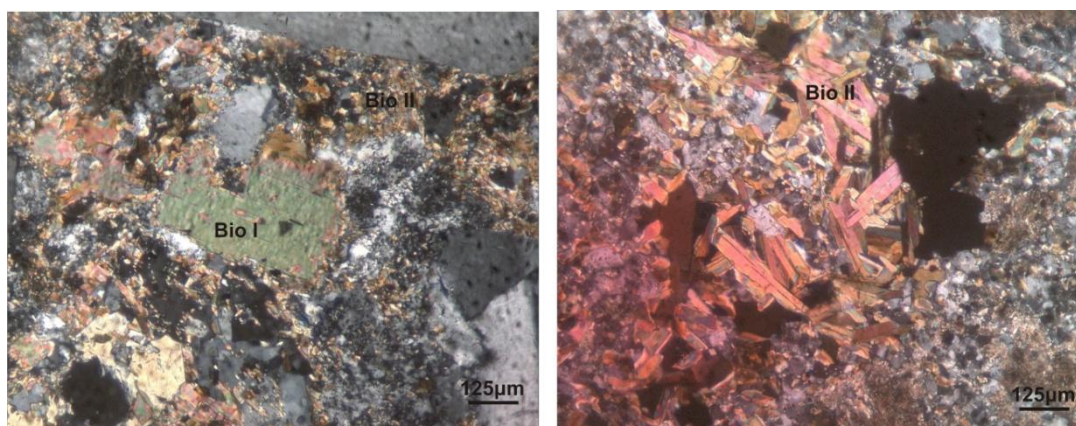


FIGURA 2. Biotitas del pórfido dacítico mineralizado. Bio I=biotita magmática, Bio II=biotita hidrotermal.

Bio II presenta mayor contenido de sílice y aluminio total respecto a Bio I.

En Bio I se observa un ingreso moderado de Al^{+3} en reemplazo de Si^{+4} en el sitio tetraédrico (IV), esta relación es fuertemente enmascarada por la dispersión de datos que pueden corresponder a secciones que presentan algún indicio de alteración a clorita. En el sitio octaédrico (VI) se da, ingreso de Al^{+3} en sustitución de Mg^{+2} y Fe^{+2} , además de disminución en la ocupación octaédrica por parte del aluminio. Los datos para las sustituciones en el sitio VI presentan una marcada dispersión sugiriendo nuevamente el indicio de alteración a clorita. Las principales sustituciones identificadas se dan entre $Mg^{VI} Fe^{VI}$, $Si^{IV} \rightarrow Al^{VI}$, Al^{IV} , como sigue: $4Al^{+3} \rightarrow Si^{+4} + 2Mg^{+2} + 2Fe^{+2}$. De forma leve, se observa como la disminución de hierro y magnesio conlleva a un aumento de potasio en el sitio intercama (A). Elementos como Ba y compuestos como OH se encuentran en mayor proporción en la fase Bio I (FIGURA 3).

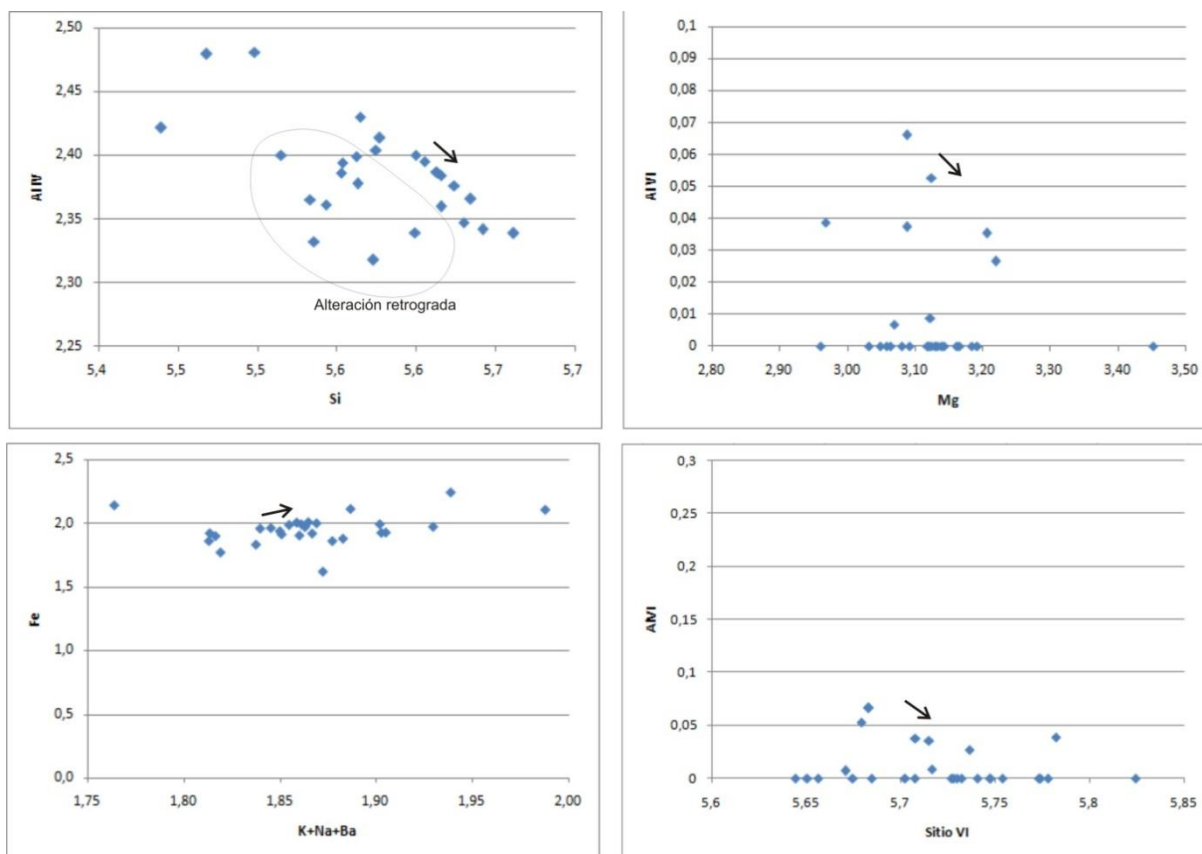


FIGURA 3. Diagrama de cationes por fórmula unidad representando las principales sustituciones que se dan en la mica trioctaédrica magmática (Bio I).

En Bio II las tendencias son más claras y se encuentra menor dispersión de datos, sugiriendo que los efectos por alteración retrograda son menores. La relación de reemplazo en el sitio IV es prácticamente 1:1, el ingreso de Al^{+3} en sustitución de Si^{+4} es más notorio. En el sitio VI, Al^{+3} reemplaza a Mg^{+2} y menormente a Fe^{+2} , mientras Ti^{+4} puede substituir de forma moderada a Fe^{+2} . Las sustituciones ocurren entre $\text{Mg}^{\text{VI}}\text{Fe}^{\text{VI}}$, $\text{Si}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}^{\text{VI}}\text{Ti}^{\text{VI}}$, Al^{IV} mediante reacciones: $2\text{Si}^{+4} + 2\text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2} \rightarrow 2\text{Al}^{+3} + 2\text{Ti}^{+4}$ (FIGURA 4). En general, se puede decir que Bio II tiene ganancia de Al^{IV} , Al^{VI} , Mg^{VI} , Na^+ , Ca^{+2} y F^- y pérdida de Si^{IV} , Fe^{VI} , Ti^{VI} , K^+ y Ba^{+2} comparado con Bio I.

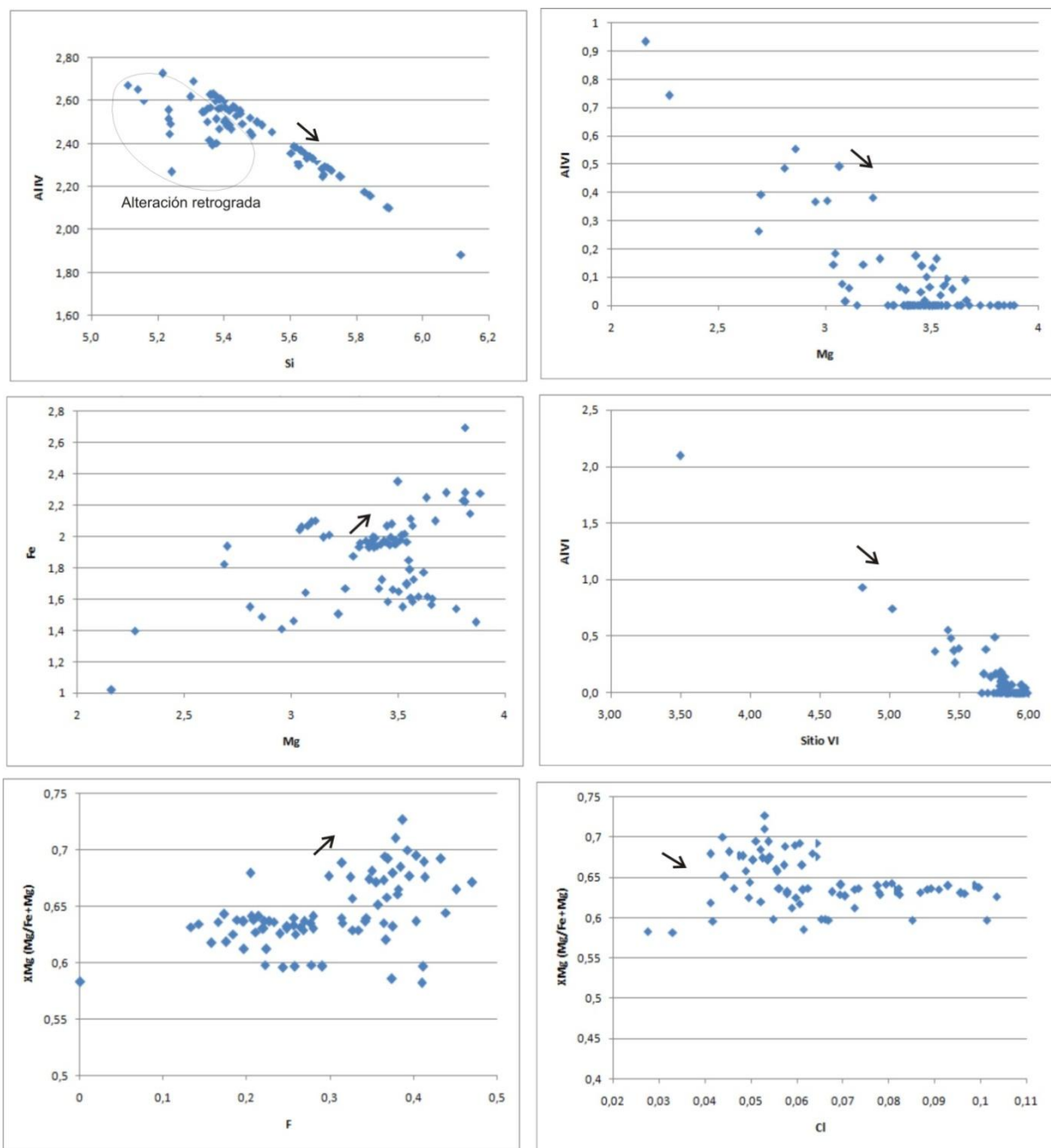
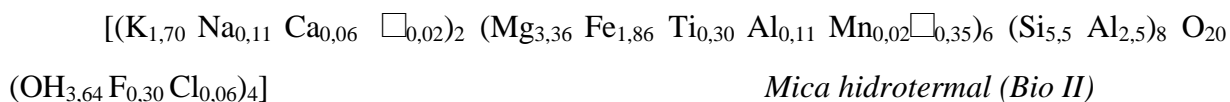
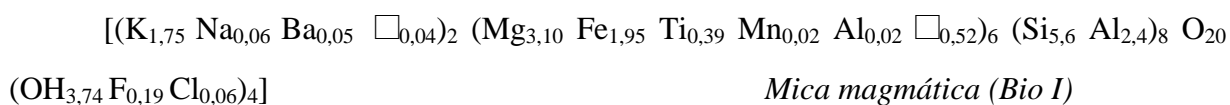


FIGURA 4. Diagramas de cationes por formula unidad, representando las principales sustituciones que se dan en la mica trioctaédrica hidrotermal (Bio II).

La composición promedio de las micas trioctaédricas para las zonas magmática e hidrotermal, puede ser representada por:



Micas dioctaédricas

Las micas dioctaédricas analizadas se dividen en dos ejemplares: 1) diseminadas en pórfidos dacíticos mineralizados (Mos I) y 2) cumulo pórfidos aciculares al interior de pórfidos dacíticos estériles (Mos II) (FIGURA 5).

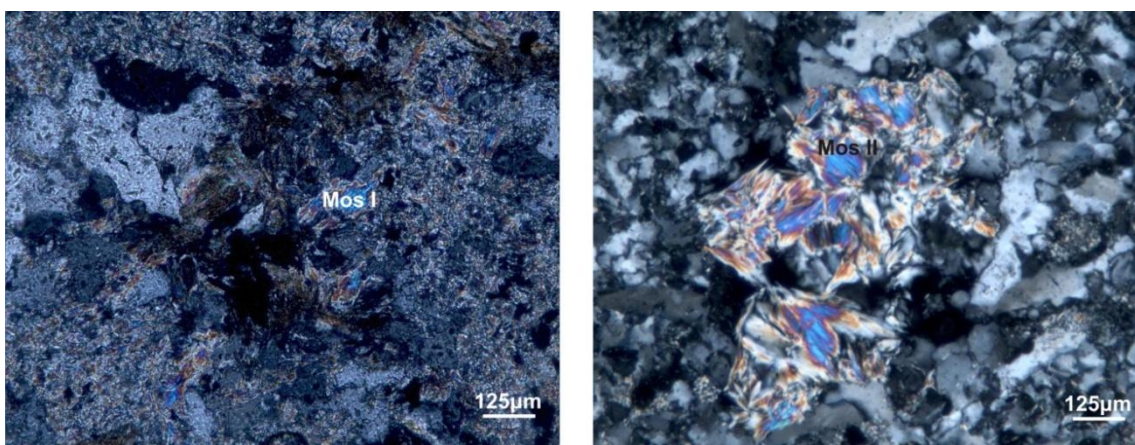


FIGURA 5. Moscovitas analizadas. Mos I=moscovita pórfido dacíto mineralizado. Mos II=Moscovita pórfido dacítico estéril.

Mos I presenta mayor contenido de Si (6,8 a.p.f.u) y menor contenido de Al (1,6 a.p.f.u) en el sitio IV respecto a Mos II (Si=6,5 a.p.f.u y Al=1,8 a.p.f.u).

En Mos I, en el sitio IV se da una substitución 1:1 con el ingreso de Al^{+3} por Si^{+4} . Para el sitio VI, se observa ingreso de Mg^{+2} y menormente Fe^{+2} en reemplazo de Al^{+3} , pese a estos reemplazamientos la ocupación del sitio VI no sufre variaciones significativas. El reemplazo catiónico en los sitios IV y VI se da entre Si^{IV} , $Al^{VI} \rightarrow Al^{IV}$, $Mg^{VI}Fe^{VI}$ y tiene lugar mediante substituciones como: $2Si^{+4} + 2Al^{(VI)+3} \rightarrow 2Al^{(IV)+3} + 2Mg^{+2} + 2Fe^{+2}$.

En Mos II la substitución en el sitio IV ocurre en relación 1:1, con la entrada de Al^{+3} en reemplazo de Si^{+4} . En el sitio VI, Al^{+3} es substituido por Fe^{+2} y Mg^{+2} en la misma proporción que para Mos I, esporádicamente Ti^{+4} puede substituir Al^{+3} , pese a las substituciones, no se observa una variación significativa en la ocupación del sitio octaédrico. Los reemplazos conjugados entre estos sitios ocurren entre Si^{IV} , $\text{Al}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$, $\text{Mg}^{\text{VI}}\text{Fe}^{\text{VI}}\text{Ti}^{\text{VI}}$ con reacciones como: $2\text{Si}^{+4} + 2\text{Al}^{(\text{VI})+3} \rightarrow 2\text{Al}^{(\text{IV})+3} + \text{Mg}^{+2} + \text{Fe}^{+2} + \text{Ti}^{+4}$ (FIGURA 6). Lo anterior sugiere que, Mos II tiene ganancia de Al^{IV} , Al^{VI} , K^+ y Cl^- y pérdida de Mg^{VI} , Fe^{VI} , Ti^{VI} , F^- y Na^+ en comparación con Mos I.

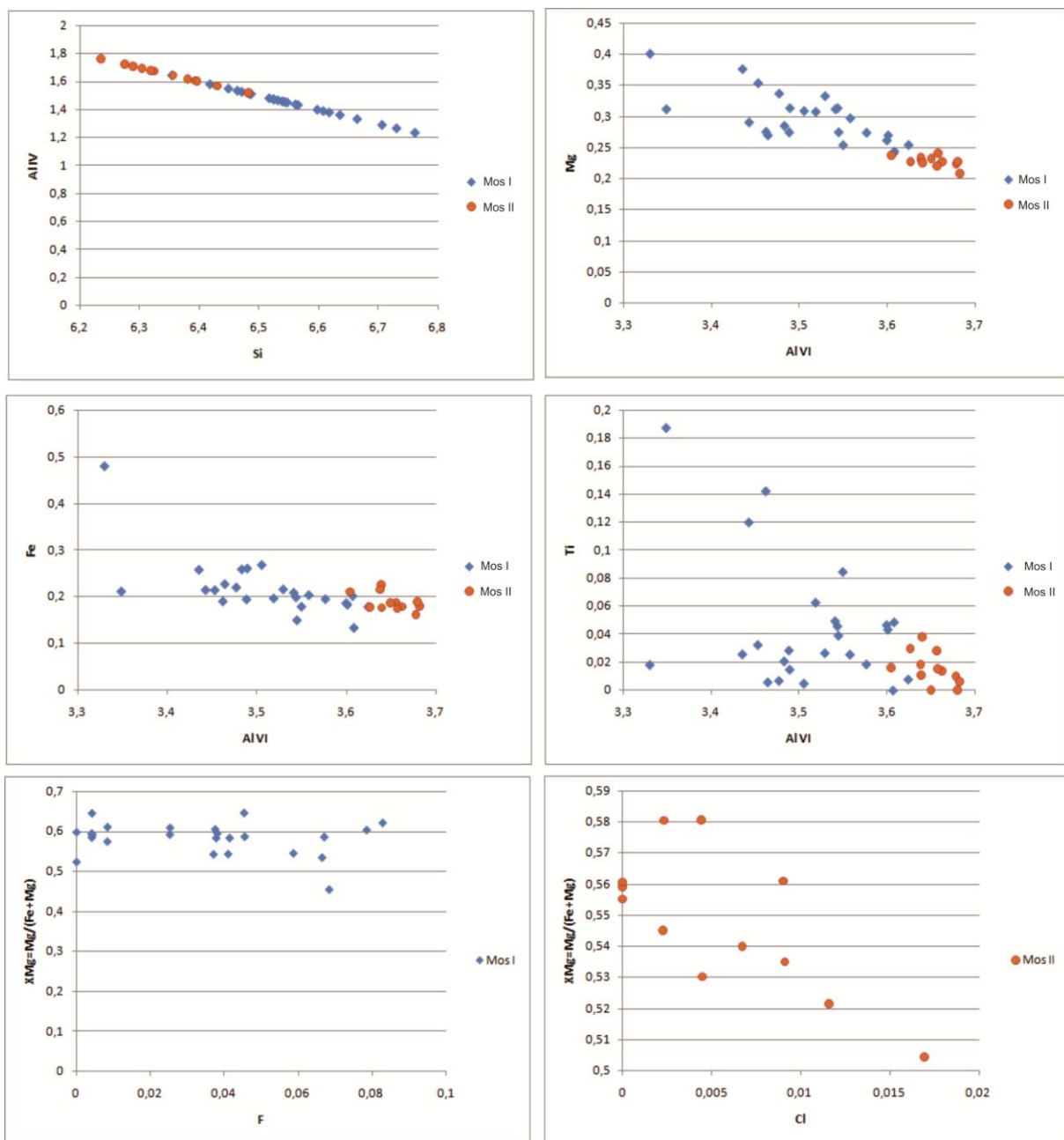
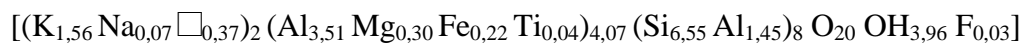
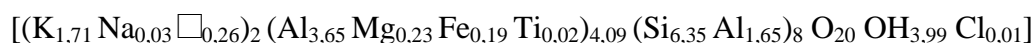


FIGURA 6. Diagramas de variación de cationes por formula unidad, mostrando las principales sustituciones en las moscovitas de los pórfidos dacíticos mineralizado (Mos I) y estéril (Mos II).

La composición promedio determinada para las micas dioctaédricas corresponde con:



Mica de pórfidos dacíticos mineralizados



Mica de pórfidos dacíticos estériles

Cloritas

Las cloritas de los pórfidos dacíticos mineralizados aparecen en tres etapas: Asociadas a la alteración potásica (Chl I), en la alteración propilítica principal (Chl II) y relacionadas al inicio de la alteración fílica (Chl III) (FIGURA 7).

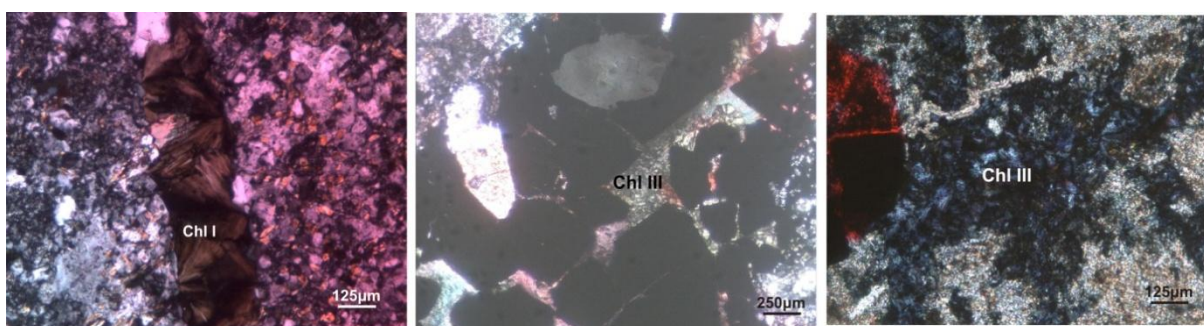


FIGURA 7. Cloritas analizadas. Chl I=clorita asociada a la alteración potásica, Chl II=clorita de alteración propilítica, Chl III=clorita asociada a alteración fílica.

En los tres tipos de clorita las sustituciones ocurren de forma conjugada entre los sitios IV y VI, el reemplazo en el sitio IV se da en relación 1:1, donde Al^{+3} entre a substituir Si^{+4} . El contenido de Si^{IV} y Al^{IV} entre los tres tipos de cloritas varía aproximadamente 0,08 y 0,07 a.p.f.u respectivamente, siendo Chl III la que presenta mayor contenido de Si^{IV} (5,23 a.p.f.u), menor contenido de Al^{IV} (2,78 a.p.f.u) y Chl II la que presenta menor contenido de Si^{IV} (5,15 a.p.f.u), mayor contenido de Al^{IV} (2,85 a.p.f.u).

Chl I presenta el mayor contenido de Fe^{+2} y una variación más amplia en el contenido de Mg^{+2} en comparación a los otros dos tipos de clorita (Chl II y Chl III). Los reemplazos en el sitio VI ocurren en relación lineal próxima a 1:1 entre $Fe^{+2} (\pm Mn^{+2})$ y $Al^{(VI)+3}$ por Mg^{+2} . Las sustituciones se dan entre Si^{IV} , $Mg^{VI} \rightarrow Al^{IV}$, $Fe^{VI} Mn^{VI} Al^{VI}$ los reemplazos conjugados ocurren como: $Si^{+4} + 3Mg^{+2} \rightarrow 2Al^{(IV,VI)+3} + Fe^{+2} + Mn^{+2}$. La ocupación del sitio VI tiende a aumentar cuando Mg^{+2} es substituido por Fe^{+2} . Cuando hay ingreso de Fe en el sitio VI, se da una disminución en el contenido de flúor.

Para Chl II, las sustituciones principales se dan entre Al^{+3} por Mg^{+2} en relación 1:2 y entre Fe^{+2} por Mg^{+2} en relación aproximada 1:1. Sustituciones entre Al^{+3} por Fe^{+2} y Mn^{+2} por Mg^{+2} son menos importantes. Esta clorita presenta el mayor contenido de Mg^{+2} y la menor concentración de Al^{VI} . La ocupación del sitio VI aumenta con el ingreso de Fe^{+2} al sistema. Las sustituciones principales se dan entre Si^{IV} , $\text{Mg}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$, $\text{Al}^{\text{VI}} \text{Fe}^{\text{VI}}$, a través de reacciones conjugadas como: $4\text{Si}^{+4} + 2\text{Mg}^{+2} \rightarrow 6\text{Al}^{(\text{IV}, \text{VI})+3} + \text{Fe}^{+2}$.

Chl III tiene el mayor contenido de Al^{VI} , Mn^{+2} y el menor contenido de Fe^{+2} . En el sitio VI las sustituciones principales ocurren en relación 1:2 entre Al^{+3} y Fe^{+2} por Mg^{+2} . La ocupación del sitio VI no presenta mayores variaciones con las sustituciones catiónicas. Los reemplazos conjugados ocurren entre Si^{IV} , $\text{Mg}^{\text{VI}} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$, $\text{Al}^{\text{VI}} \text{Fe}^{\text{VI}}$, con reacciones como: $\text{Si}^{+4} + 2\text{Mg}^{+2} \rightarrow 2\text{Al}^{(\text{IV}, \text{VI})+3} + \text{Fe}^{+2}$ (FIGURA 8). Con el ingreso de Fe en el sitio VI, se da una disminución en el contenido de flúor.

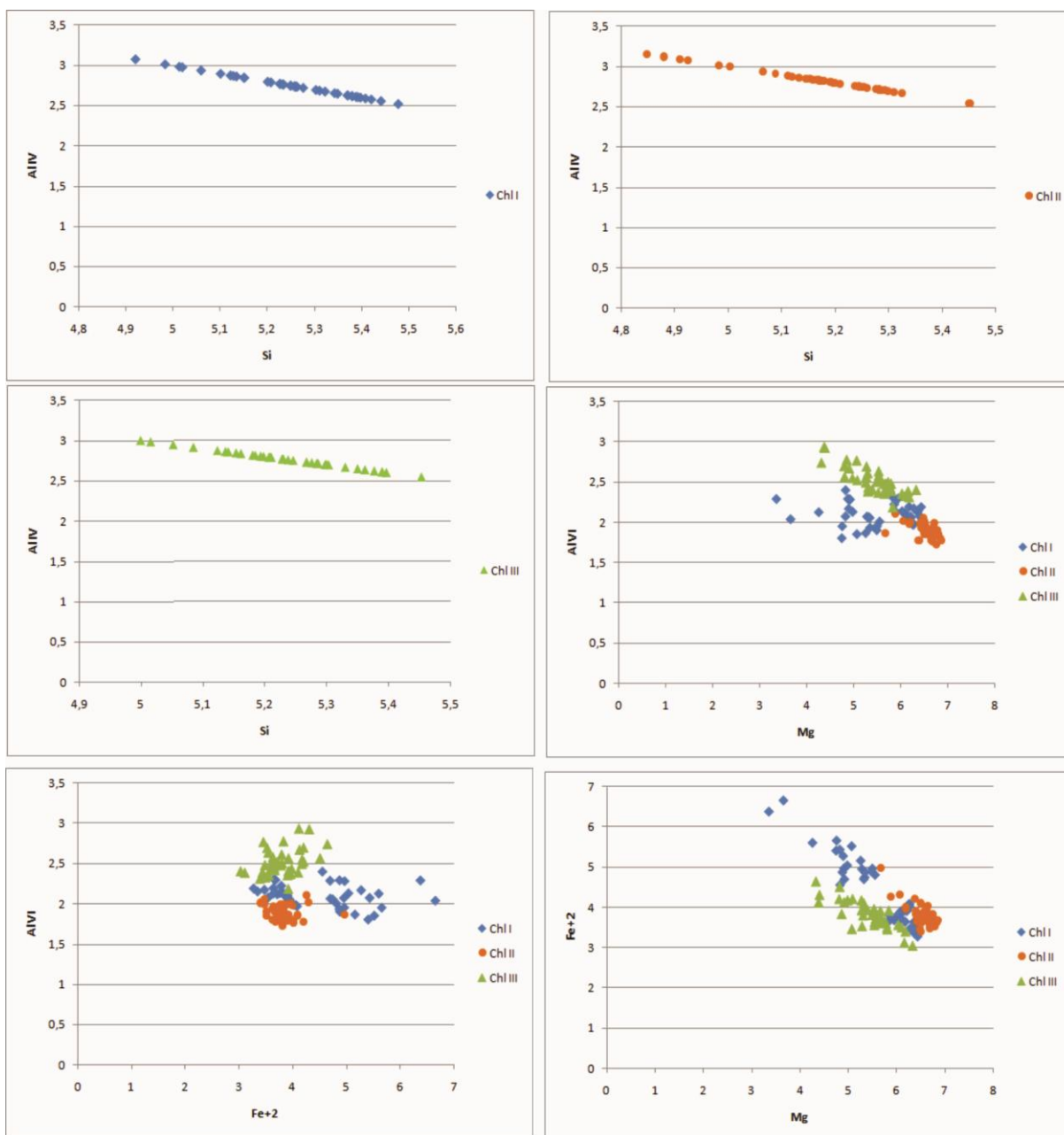
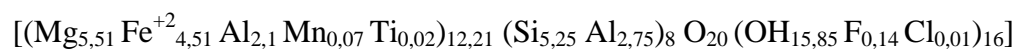
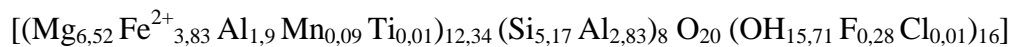


FIGURA 8. Diagramas de correlación de cationes por formula unidad para las cloritas analizadas, mostrando las variaciones en los sitios IV y VI en la estructura mineral.

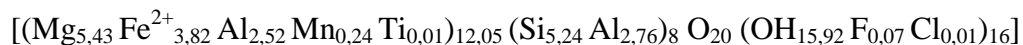
La composición promedio de las cloritas en las zonas de alteración estudiadas es representada por:



Cloritas asociadas a la alteración potásica (Chl I)



Cloritas asociadas a la alteración propilítica (Chl II)



Cloritas asociadas a la alteración filica (Chl III)

Chl I tiene ganancia de Fe, Si^{IV} y pérdida de Al^{IV} y Mn, Chl II tiene ganancia de Mg, Al^{IV} y F y pérdida de Al^{VI} y Si^{IV} y Chl III ganancia de Al^{VI}, Mn y pérdida de Mg, Fe y F.

ANÁLISIS DE RESULTADOS

Micas trioctaédricas

La relación Mg/Fe presente en los fenocristales magmáticos (Bio I) se encuentra en 3 a.p.f.u, mientras que esta misma relación para los cristales hidrotermales de Bio II varía de 0,3 a 0,4 a.p.f.u. indicando modificaciones en la composición de la biotita durante la cristalización de la fase magmática y en el sistema hidrotermal. El aumento en la relación Mg/Fe para la biotita hidrotermal (Bio II) respecto a la biotita magmática (Bio I) es acorde con las observaciones realizadas por Selby y Nesbitt (2000), esta relación se observa de manera más clara en el diagrama ternario (oxianita con deficiencia protónica-anita-flogopita) de Beane (1974) (FIGURA 9). En este diagrama hay un desplazamiento hacia el campo más rico en flogopita (Mg), característico de las biotitas de alteración hidrotermal, inclusive de las biotitas de origen magmático, lo que sugiere que esta habría sufrido reequilibrio durante el proceso hidrotermal generador de la mineralización de oro.

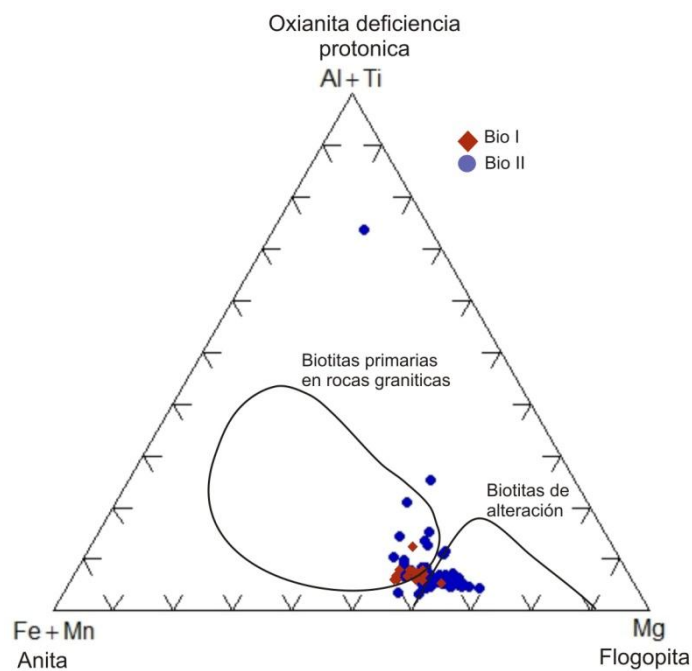


FIGURA 9. Composición de la biotita del pórfido dacítico mineralizado, en el diagrama de fracción molar de Beane (1974).

La discriminación tectono-magmática (Abdel-Rahman, 1993) sugiere que tanto la biotita magmática (Bio I) como la biotita hidrotermal (Bio II), son compatibles con la composición calco-alkalina de los intrusivos comúnmente asociados a depósitos de tipo pórfido (Cook *et al.*, 2005) (FIGURA 10).

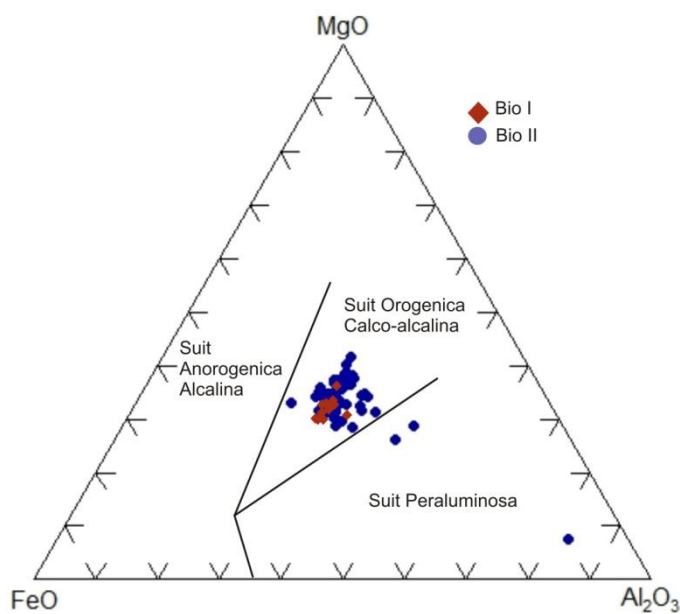


FIGURA 10. Discriminación tectono-magmática para las biotitas del pórfido dacítico mineralizado, modificado de Abdel-Fatah *et al.* (1994)

La clasificación según el diagrama de Foster (1960) muestra un enriquecimiento en Mg para ambas micas, corroborando el desplazamiento de las composiciones de biotitas magmáticas (Bio I), como posible resultado de reequilibrio. Sin embargo, la Bio II presenta una marcada tendencia para flogopitas, demarcada por el aumento en el contenido de Mg asociado con los fluidos hidrotermales en el sistema estudiado (FIGURA 11).

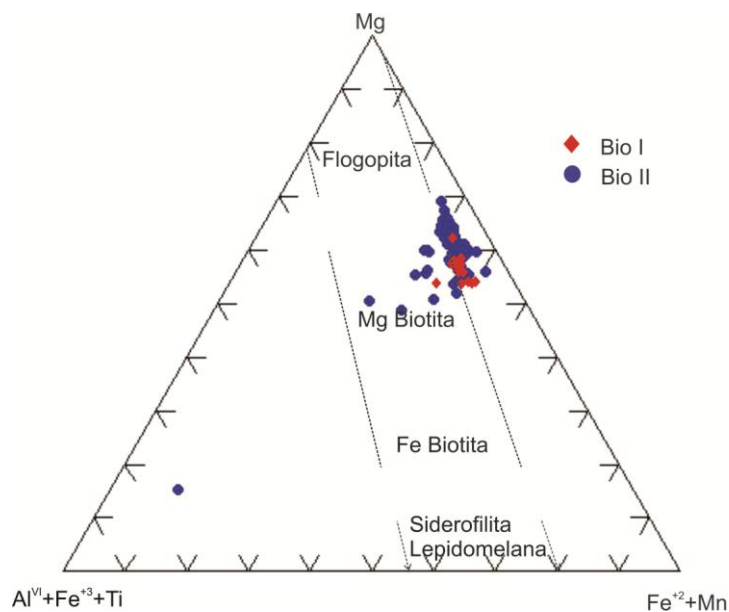


FIGURA 11. Clasificación composicional de las biotita del pórfido dacítico mineralizado, modificado de Foster (1960).

Los valores de Al^{VI} y Mg para Bio I son significativamente menores a los encontrados para Bio II, indicando el incremento de estos cationes durante la transición del estado magmático al hidrotermal, lo cual es compatible con la evolución de los fluidos hidrotermales.

En Bio I el Fe octaédrico influye sobre el comportamiento de los cationes intercapa, esto se denota en que el contenido de potasio aumenta si la concentración de Fe^{VI} también aumenta.

En Bio II se da un significativo aumento de Al^{VI} y Mg^{VI}, consistente con la formación de estas micas por fluidos hidrotermales relacionados a pórfidos calco-alcalinos (Abdel-Rahman, 1993). La concentración de Ti relativamente constante tanto en la fase ígnea (Bio I), como en la fase hidrotermal (Bio II) demarcando un comportamiento que indica baja movilidad del elemento durante el proceso ígneo/hidrotermal, lo cual no es acorde a lo esperado para este elemento en depósitos de pórfido (Selby and Nesbitt, 2000).

En la fase hidrotermal se presentan los efectos cristaloquímicos de *Fe-F avoidance principle* (Munoz, 1984), según los cuales a mayor contenido de Mg se incorpora más flúor en la estructura mineral, este principio es acorde con el hecho de que Bio II tiene mayor

enriquecimiento en Mg. Durante el estadio magmático (Bio I) estas mismas relaciones resaltan la homogeneidad en el contenido de Mg durante la cristalización.

Micas dioctaédricas

Las micas blancas pueden variar en la solución sólida que se da entre los miembros extremos moscovita, caledonita, paragonita (Eugster y Yoder, 1955 y Velde, 1965 *apud* Yang *et al.*, 2011). Las sustituciones conjugadas, o Tschermakíticas se dan entre los sitios tetraédrico y octaédrico: Si^{IV} , $\text{Al}^{\text{IV}} \rightarrow \text{Al}^{\text{VI}}$, $(\text{Fe}, \text{Mg})^{\text{VI}}$ y resultan en la formación de micas transicionales entre moscovita y caledonita, comúnmente denominadas como fengitas (Ernst, 1963). Esta transición se observa claramente en el diagrama de Tischendorf *et al.* (2004), donde Mos I aparece dentro del campo de las fengitas denotando ambientes de formación diferentes a los de Mos II que se encuentra más asociada con moscovitas. Esto sugiere que los ambientes de formación fueron diferentes para las dos micas, más profundos para Mos I y más someros para Mos II. También pueden reflejar que ambas micas resultan de una formación bajo condiciones de presión de fluidos hidrotermales diferentes, mayor para Mos I del pórfido dacítico mineralizado que para Mos II del pórfido dacítico estéril (FIGURA 12).

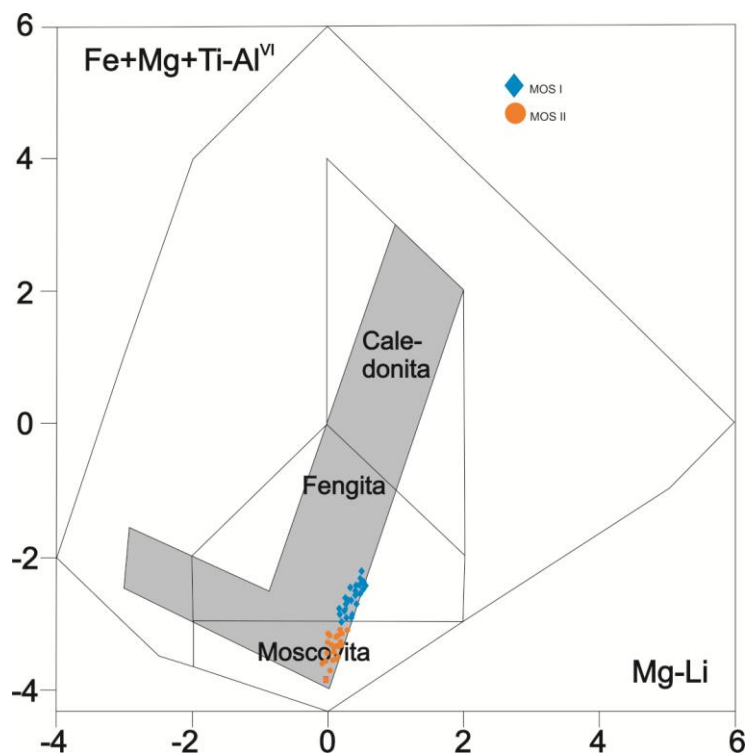


FIGURA 12. Clasificación composicional para las moscovitas de los pórfidos dacítico mineralizado (Mos I) y dacítico estéril (Mos II), modificado de Tischendorf *et al.* (2004).

Texturalmente ambas micas son de origen secundario, característica que es corroborada químicamente por el bajo contenido de Ti y mayor contenido de Mg, discriminación que es graficada en el diagrama ternario de Miller *et al.*, 1981 (FIGURA 13).

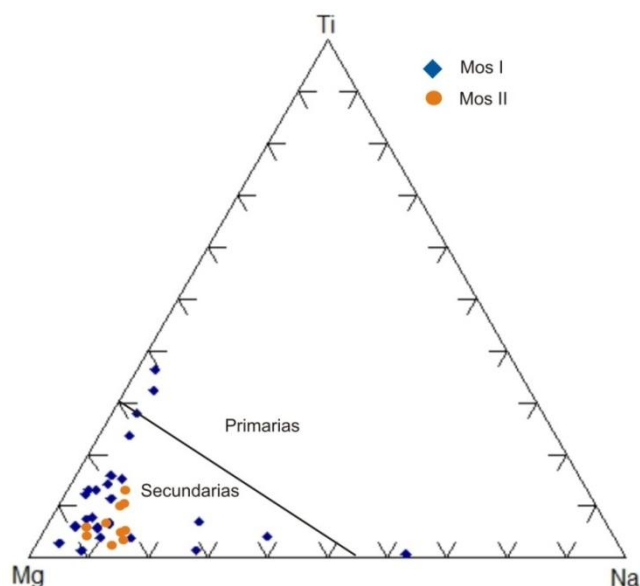


FIGURA 13. Diagrama de discriminación de moscovitas primarias o secundarias, modificado de Miller *et al* (1981).

Para ambas micas, en el sitio octaédrico Al^{+3} es substituido principalmente por Mg, lo que refleja la participación de los fluidos hidrotermales que originaron estas micas, las substituciones subordinadas en este sitio ocurren con hierro y menormente con titanio. Estas substituciones además generan una mayor ocupación en el sitio octaédrico.

Cloritas

En los tres tipos de cloritas analizadas se dan substituciones conjugadas (Tschermakíticas): $Ti^{VI} Fe^{VI} Mg^{VI}, Si^{IV} \rightarrow Al^{VI}, Al^{IV}$ y substituciones octaédricas del tipo $Fe+Mn \rightarrow Mg$. Además la no correlación entre el sitio VI contra $2Ca+Na+K$ sugiere que la variación composicional en la clorita no es ocasionada por el intercrecimientos de esmectita o illita (Schiffman y Fridleifsson, 1991 y Jiang *et al.*, 1994 *apud* Klein *et al.*, 2007) excepto para algunas muestras asociadas a la alteración potásica donde se sugiere la presencia de minerales intercrecidos con clorita.

En la clorita asociada a la alteración potásica (Chl I) Al^{+3} reemplaza principalmente Fe^{+2} en la posición octaédrica, debido a que esta clorita es la que presenta mayor enriquecimiento en este elemento. Este enriquecimiento se observa mediante la relación $Fe^{+2}:R^{+2}$ en la cual 32% de estas cloritas presenta una cantidad $Fe^{+2}:R^{+2} \geq 0,5$, indicando que en

el sitio VI hay una significativa concentración de Fe^{+2} (Foster, 1962). Otras substituciones subordinadas que ocurren en este sitio son de Al^{+3} por Mg^{+2} y Ti^{+4} . Esta clorita al tener un importante contenido de Fe^{+2} incorpora menos flúor, esto es corroborado a la correlación negativa que se da entre estos dos elementos.

Chl II, asociada a la alteración propilítica, tiene el mayor contenido de Mg y es donde se presenta menor substitución de este catión ya sea por Al^{+3} o Fe^{+2} , sugiriendo que el mineral cristalizó en un ambiente químicamente estable con los fluidos hidrotermales manteniendo características similares a lo largo de todo el periodo de formación de la alteración propilítica. Al tener mayor contenido de este catión en el sitio octaédrico se presenta mayor grado de ocupación.

Chl III, asociada a la alteración fílica, muestra un significativo aumento de Al^{VI} y Mn, asociado con la evolución de los fluidos hidrotermales de más baja temperatura y bajo pH. Además con el aumento de Al^{+3} aumenta también el Fe^{+2} en la estructura cristalina, con lo cual hay una importante disminución de Mg en esta etapa. El contenido de OH aumenta a medida que la paragénesis va representando estadios de menor temperatura.

En el diagrama de Hey (1954) se observa que la mayoría de las cloritas tiene un contenido de sílice entre 5-5,5 a.p.f.u. Unas pocas muestras de Chl II, asociadas a la alteración propilítica se encuentran por debajo de este rango (corundofilitas) con menores valores de sílice. Esto indica que la mayor parte de las cloritas independiente del estadio hidrotermal en

el cual fueron formadas, corresponden a ripidiolitas (FIGURA 14).

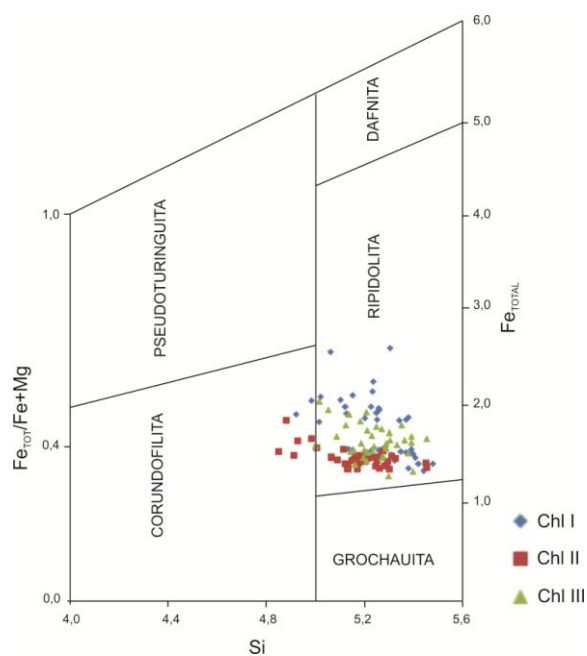


FIGURA 14. Clasificación composicional para las cloritas del pórfido dacítico mineralizado, modificado de Hey (1954).

CONCLUSIONES

En las biotitas magmática e hidrotermal, en la fengita y en las cloritas asociadas a la alteración potásica y propilítica del pórfido dacítico mineralizado el contenido de magnesio aumenta y el de aluminio disminuye con la evolución del fluido hidrotermal. En la moscovita del pórfido dacítico estéril y en la clorita asociada a la alteración fílica del pórfido dacítico mineralizado estos elementos se comportan de forma opuesta, sugiriendo que estas fases minerales fueron fuertemente controladas por la composición del protolito, más rico en Mg para el primero y más rico en Al en el segundo, o, fueron originadas por fluidos diferentes, lo cual parece menos evidente.

La clasificación tectono-magmática indica que tanto la biotita magmática como la biotita hidrotermal tienen composiciones típicas de los depósitos de pórfido de tipo calco-alcalinos que están asociados a orógenos.

El relativo aumento de magnesio en el sistema conlleva a la cristalización de fases más magnesianas, así, la biotita magmática es clasificada como biotita magnesiana, mientras la

biotita hidrotermal corresponde a flogopitas. En el caso de la mica blanca el mineral que refleja ese aumento de Mg es la fengita, que corresponde a la llamada Mos I. La clorita es clasificada como ripidiolita y el miembro más magnesiano corresponde a las ripidiolitas de la alteración propilítica.

AGRADECIMIENTOS

Al personal técnico y científico de los laboratorio de microsonda electrónica de la Universidad de Brasilia, del Instituto de Geociencias y al Centro de Microscopia Electrónica de la Universidad Federal do Rio Grande do Sul, a la CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) por la financiación durante el desarrollo de la maestría en Brasil de la cual se deriva el presente artículo. Igualmente los autores agradecen a los evaluadores cuyas observaciones permitieron mejorar este artículo.

REFERENCIAS

Abdel-Fattah, M. and Abdel-Rahman. 1993. Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas. *Journal of petrology*, 35 (2): 525-541.

Barrera, M., Frantz, J., Marques, J., Sánchez-Celis D. 2015. Sistema porfirítico Yarumalito, Antioquia: I. Petrografía y caracterización de las alteraciones hidrotermales. Manuscrito en revisión.

Beane, R., 1974. Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69: 241-256.

Calle, B., González, H. 1982. Geología y geoquímica de la plancha 186 Riosucio. Informe No. I-1878. INGEOMINAS. Medellín, 120p.

Cook, D., Hollings, P. and Walshe, J. 2005. Giant porphyry deposits: characteristics, distribution and tectonic controls. *Economic Geology*, 100(5): 801-818.

Deer, W., Howie, R., and Zussman, J. 1992. An introduction to the rock-forming minerals. Logman. Harlow, 528 p.

Ernst, W. G. 1963. Significance of phengitic micas from low-grade schists. *American Mineralogist*, 48: 1357-1373.

Foster, M. 1960. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geological Survey Professional Paper – 354B*. United States Government Printing Office, Washington, 49 p.

Foster, M. 1962. Interpretation of the composition and classification of the chlorites. *Geological Survey Professional Paper- 414A*. United States Government Printing Office, Washington, 33 p.

Guzmán-López, C.A., 2007. Estudio diagenético preliminar de la Formación Amagá, *Boletín de Geología*, 29(1): 13-20.

Heinrichs, I., Frantz, J., Marques, J., Ordoñez-Carmona, O., Castoldi, M., Sato, K. 2013. Caracterização e geocronologia SHRIMP U-Pb em zircão das rochas subvulcânicas do sistema pórfiro Yarumalito, Distrito de Marmato, Colômbia. *Pesquisas em geociências*, 41(3): 231-242.

Hey, H. 1954, A new review of chlorites, *Journal of the Mineralogical Society*, 30(224): 277-292.

Jaramillo, J.M. 1976. Volcanic rocks of the rio Cauca valley, Colombia S.A. Thesis Degree of Master of Arts, Rice University, Houston.

Klein, E., Harris, C., Giret, A. and Moura, C. 2007. The Cipoeiro gold deposit, Gurupi belt, Brazil: Geology, chlorite geochemistry, and stable isotope study. *Journal of South American Earth Science*, 23: 242-255.

López, A., Sierra, G., Ramírez D. 2006. Vulcanismo Neógeno en el suroccidente antioqueño y sus implicaciones tectónicas. *Boletín de ciencias de la tierra*, 19: 27-42.

Miller, C., Stoddard, E., Bradfish, L. and Dollase, W. 1981. Composition of plutonic muscovite: genetic implication. *Canadian mineralogist*, 19: 25-34.

Munoz, J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Review in mineralogy Micas vol. 13 (Bailey, S.W. Ed.). Mineralogical society of America, pp. 469-494.

Ramírez, D., López, A., Sierra, G., Toro, G. 2006. Edad y proveniencia de las rocas volcánicas sedimentarias de la Formación Combia en el suroccidente antioqueño-Colombia. Boletín de ciencias de la tierra, 19: 9-26.

Restrepo J., Toussaint J., Gonzalez H. 1981. Edades mio-pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia, departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia. Geología norandina, 3: 22-26.

Selby, D. and Nesbitt, B. 2000. Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. Chemical geology, 171: 77-93.

The Open University. 2010. Free structural formula calculators (in excel format). Consultada actualización de 22 de diciembre de 2014.

http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html.

Tischendorf, G., Rieder, M., Förster, H.J., Gottesmann, B., and Guidotti, V.Ch. 2004. A new graphical representation and subdivision of potassium micas. Mineralogical Magazine, 68(4): 649-667.

Van Der Hammen, T. 1958. Estratigrafía del Terciario y Maestrichtiano continentales y tectogénesis de los Andes colombianos (con 7 planchas). Boletín Geológico, 6: 67-128.

Yang, K., Huntington, J.F., Gemell, J.B. and Scott, K.M. 2011. Variation in composition and abundance of White mica in the hydrothermal alteration system at Hellyer, Tasmania, as revealed by infrared reflectance spectroscopy. Journal of geochemical exploration, 108: 143-156.

ANEXOS

ANEXO A – HISTÓRICO ESCOLAR

3/9/2015

<https://www1.ufrgs.br/Posgraduacao/InformacoesAluno/HistoricoCurso.php?Cod=&Imprime=1>


Diana Marcela Barrera Cortes

233740

Lista das atividades de ensino do aluno avaliadas pelo curso.

Período Letivo	Código	Disciplina	Créditos	Conceito	Situação
2014/02	GEP92-56	T.E. em Geoquímica: Técnicas Analíticas Aplicadas a Geologia do Petróleo	2	A	Aprovado
2013/02	GEB00057	Depósitos minerais em ambientes hidrotermais	5	A	Aprovado
2013/02	GEB00065	Geoquímica isotópica aplicada a depósitos minerais	5	A	Aprovado
2013/02	GEB00104	Petrologia e metalogenia de rochas máficas-ultramáficas	4	A	Aprovado
2013/01	GEB00105	Análise de fácies em seqüências vulcânicas	4	A	Aprovado
2013/01	GEB00069	Geologia das Rochas Granitóides	4	A	Aprovado
2013/01	GEP00048	Geoquímica das rochas graníticas	5	A	Aprovado
2013/01	GEP92-33	T. E. em Geoq: Metalogenia e modelagem de depósitos minerais Inglês em 07/03/2014	2	A	Aprovado
			-	-	-

Totais

Créditos cursados com aprovação neste Curso: 31
Total: 31

ANEXO B – RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

Instituto de Geociências

Programa de Pós-graduação em Geociências – PPGGEO

RELATÓRIO DE DESEMPENHO ACADÊMICO

Mestrando: Diana Marcela Barrera Cortes

Orientador: José Carlos Frantz

Co-Orientador: Juliana Charão Marques

Data de ingresso: Março de 2013.

Plano de Mestrado

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Créditos	49%	45%		6%
Exame de proficiência			100%	
Campo	100%			
Laboratório	50%	50%		
Dissertação		100%		

Atividades Acadêmicas (Numerar)

Atividade	Semestre 1	Semestre 2	Semestre 3	Semestre 4
Participação palestras no IG	0	1		
Estágio Docência	0	0		
Publicação de Resumos	1	0	1	
Publicação de Artigos	0	0		
Participação de Exame Qualificação	0	0		
Participação Defesa de Tese	0	0		
Treinamento Portal Periódicos CAPES	0	0		

Participação em todos os eventos de exame de qualificação e Defesa de tese na respectiva área de concentração.

Data: 01/09/2015.

Assinatura mestrando:



Assinatura Orientador: