UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O pórfiro de Cu Cuajone, Perú: geoquímica,
petrologia e evolução da alteração hidrotermal e
sua relação com a fase fluida.**

Carmen Juli Sucapuca Goyzueta

Orientador: Prof. Dr. Sílvio Roberto Farias Vlach

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2013

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

O PÓRFIRO DE CU CUAJONE, PERÚ: GEOQUÍMICA, PETROLOGIA E
EVOLUÇÃO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E SUA RELAÇÃO COM A
FASE FLUÍDA

CARMEN JULI SUCAPUCA GOYZUETA

Orientador: Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

TESE DE DOUTORAMENTO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome
Presidente:	Dr. Silvio Roberto Farias Vlach
Titulares:	Dr. Luis Humberto Chirif Rivera
	Dr. Washington Barbosa Leite Junior
	Dra. Rosa Maria Silveira Bello
	Dr. Ian McReath

Assinatura

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**O PÓRFIRO DE CU CUAJONE, PERU: GEOQUÍMICA,
PETROLOGIA E EVOLUÇÃO DA ALTERAÇÃO
HIDROTHERMAL E SUA RELAÇÃO COM A FASE FLUIDA**

Carmen Juli Sucapuca Goyzueta

Orientador: Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

DEDALUS - Acervo - IGC

30900031819

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo, Maio 2013

*A la memoria de mi siempre recordado
y querido padre Gumerindo
y a mi señora madre Luz....mil gracias
por el inagotable amor y apoyo*

*A mi amado Matheus, luz de mi vida
y fuente de inspiración
para ser feliz e seguir superándome.*

RESUMO

A jazida de Cu pórfiro do tipo cordilheira de margem continental Cuajone está localizado no sul do Perú, no estado de Moquegua (coordenadas 17°02'S e 70°42'W), a 3500 m de altitude média. A jazida está relacionada genética e espacialmente a um complexo intrusivo, com fases porfíricas, colocado no Eoceno (~52 Ma) inferior dentro de um pacote de riolitos e andesitos do grupo Toquepala (Cretáceo superior). Fluxos vulcânicos mais recentes das Formações Huaylillas e Chuntacala cobrem a zona da jazida.

Os estudos petrográficos de amostras de três perfis da cava demonstraram uma alteração geralmente mais pervasiva nas rochas encaixantes (andesito basáltico e riolito) do que nas fases porfíricas com estilo fissural semi-pervasivo. O andesito concentra um número maior de assembleias do tipo actinolita-plagioclásio-magnetita (cálcico-sódica), biotita-plagioclásio-magnetita (biotitização), sericita-cloritas-argilas-carbonatos (SCC), veios de quartzo-feldspato potássico-argilas-cloritas e associação feldspato potássico-sericita-quartzo (potássica), veios de feldspatos-quartzo-zeólitas-cloritas±carbonatos e epidoto-carbonatos-cloritas±albita (propilítica e/ou saussuritização) e silicificação; no riolito ocorre assembleia de sericita-quartzo-pirita com estilo pervassivo.

Alteração hidrotermal de estilo fissural é verificada nas variedades pórfiro I, pórfiro II, microgranodiorito porfírico e microtonalito porfírico. Tal alteração é caracterizada por veios quartzo-feldspáticos (alteração potássica) que às vezes evoluem para a matriz (pórfiro I, microtonalito e microgranodiorito). Na matriz, assembleias de sericita-carbonatos-cloritas, sericita-argilas-carbonatos-cloritas, argilas-sericita-cloritas (todas caracterizando a alteração SCC) e associações argilas-cloritas-carbonatos-epidoto no pórfiro I, pórfiro II, microgranodiorito e microtonalito, respectivamente são comuns. No microgranodiorito observa-se também uma sobreposição de sericita com estilo fissural. Quartzo-latitos associados estão afetados pela associação carbonatos-sericita-argilas (SCC).

Geoquimicamente, as rochas se classificam como subalcalinas, cálcicas e cálcio-alcalinas de K moderado a baixo e levemente ferroanas a magnesianas. Cálculos de transferência de massa para quatro tipos de alterações hidrotermais (potássica e SCC no andesito basáltico, sericitização no riolito e SCC no pórfiro II) revelam que todos os produtos de alteração apresentam ganhos significativos de K, Rb, Cu, S e LOI e perdas de Ca e Na. Assim, o Cu apresenta maiores fatores de enriquecimento associado à alteração potássica seguida da alteração SCC no andesito basáltico. Esses fatores diminuem na sericitização que afeta o riolito e são ainda mais baixos na alteração SCC do pórfiro II.

Estudos de inclusões fluidas indicam que várias gerações de fluidos hidrotermais circularam pelo sistema devido à colocação dos stocks porfíricos. A extensa assembleia biotita-plagioclásio-magnetita (biotitização) do andesito, denominada potássica no senso convencional, uma das primeiras etapas de alteração do cretáceo, foi produto de fluidos sem *boiling*, com baixa salinidade, sem sulfetos e temperaturas de aprisionamento de 310 a 370 °C, características incomuns nestes tipos de depósitos.

Fluidos posteriores, responsáveis pela formação dos cristais de quartzo da matriz do pórfiro I com alteração de feldspato potássico-quartzo e propilitica incipiente, além da formação de veios com a mesma assembleia, registram imiscibilidade de fluidos magmáticos acima de ~560 °C e *boiling* ao redor de 400 °C, com salinidades altas e presença de minerais opacos de saturação caracterizando uma típica alteração potássica. Tais fluidos podem estar relacionados à alteração potássica pervasiva (restrita a algumas zonas) no andesito contendo os maiores teores de Cu. Temperaturas de homogeneização no intervalo de 155 a 350 °C com salinidades baixas indicam sobreposição de eventos tardios responsáveis pelo início da alteração propilitica.

A colocação do pórfiro II gera fluidos sem *boiling* responsáveis pela formação dos veios quartzo-feldspáticos, com temperaturas máximas de aprisionamento > 450°C. Na matriz, resquícios de fluidos desta alteração mostram valores de temperaturas de homogeneização de aproximadamente 340 a 400 °C, com presença relativamente comum de minerais opacos de saturação. Temperaturas de homogeneização entre 200 a 300 °C refletem influência de fluidos externos caracterizando a alteração propilitica.

A assembleia composta por sericita-cloritas-argilas-carbonatos (SCC) é originada por fluidos sem *boiling* formados por condensação e contração com temperaturas de homogeneização aproximadamente entre 300 a 350 °C e salinidades intermediárias. Estimativas geotermométricas em cloritas associada a este tipo de alteração resultam em valores entre 291 e 362 °C. Esta assembleia está associada à colocação do pórfiro II, sendo responsável pelo incremento da mineralização de Cu.

No andesito basáltico, fluidos magmáticos posteriores, sem *boiling*, responsáveis pela formação dos veios com feldspato potássico, quartzo e argilas registram temperaturas de aprisionamento > 528°C. Fluidos com temperaturas entre 300 e 360 °C caracterizam a alteração potássica e estão provavelmente associados à colocação do pórfiro I.

A alteração de quartzo-sericita-pirita (sericitização) no riolito foi produto de etapas posteriores de mistura de fluidos sem *boiling*, com temperaturas de 200 a 300 °C e

salinidades mais baixas. Este processo pode ter representado um mecanismo de precipitação de Cu, embora menos eficiente quando comparado à alteração SCC.

Em suas etapas iniciais, Cuajone exibe analogias não comuns com sistemas geotérmicos, além do aumento da mineralização associada à alteração SCC resultante de processos de contração e condensação; os mesmos processos sendo sugeridos para explicar a alteração potássica no andesito basáltico que contém os maiores teores de Cu.

ABSTRACT

The Cuajone cordilleran-type porphyry copper deposit is located in the state of Moquegua, South Peru (coordinates 17°02'S and 70°42'W), at 3,500 m above sea level. The deposit is genetic and spatially related to a lower Eocene (~52 Ma) complex with porphyritic phases, intrusive into rhyolites and andesites of the Toquepala Group (upper Cretaceous). Late volcanic flows of the Huayllillas and Chuntacala Formations cover the deposit.

Petrographic studies conducted on samples from three profiles located in the deposit open pit demonstrated a generally more pervasive alteration in the country rocks (basaltic andesite and rhyolite) than in the porphyritic phases showing a semi-pervasive profile. The andesite contains a large number of assemblages such as actinolite-plagioclase-magnetite (calcic-sodic), biotite-plagioclase-magnetite (biotitization), sericite-chlorites-clays-carbonates (SCC), veins of quartz-potassic feldspar-clays-chlorites and the association potassic feldspar-sericite-quartz (potassic), veins of feldspars-quartz-zeolites-chlorites±carbonates and epidote-carbonates-chlorites±albite (propylitic and/or saussuritization) and silicification; the rhyolite shows the pervasive assemblage sericite-quartz-pyrite.

Fissural hydrothermal alteration is verified in the porphyry I, porphyry II, porphyritic microgranodiorite and porphyritic microtonalite varieties. Such alteration is characterized by quartzo-feldspathic veins (potassic alteration) that eventually evolve to the matrix (porphyry I, microtonalite and microgranodiorite). Assemblages of sericite-carbonates-chlorites, sericite-clays-carbonates-chlorites, clays-sericite-chlorites (all of them characterizing the alteration SCC), as well the association clays-chlorites-carbonates-epidote are common in the matrix of the porphyry I, porphyry II, microgranodiorite and microtonalite, respectively. A superimposed fissural sericite is also observed in the microgranite. Associated quartz latites are affected by the association carbonates-sericite-clays (SCC).

Geochemically, these rocks are classified as subalkaline, calcic, low- to moderate K calc-alkaline and ferroan to magnesian. Mass transfer estimates for four hydrothermal alteration types (potassic and SCC in the basaltic andesite, sericitization in the rhyolite and SCC in the porphyry II) reveal that all the alteration products display pronounced gains in K, Rb, Cu, S and LOI gain and losses in Ca and Na. Altogether, the highest Cu enrichment factors are associated to the potassic alteration, followed by the SCC alteration in the basaltic andesite. These factors decrease in the sericitization affecting the rhyolite and are even lower in the SCC alteration in the porphyry II.

Fluid inclusions studies indicate that many hydrothermal fluid generations have circulated through the system, following the emplacement of the porphyritic stocks. The

extensive assemblage biotite-plagioclase-magnetite (biotitization) in the andesite, namely potassic in a conventional sense, one of the first cretaceous alteration episodes, was the product of no boiling, low salinity, sulfide-lacking fluids with trapping temperatures around 310 – 370 °C; features that are uncommon for this kind of deposit.

Late fluids, responsible for the formation of quartz crystals in the porphyry I matrix with potassic feldspar-quartz and incipient propylitic alteration, as well as veins containing the same assemblage, register magmatic immiscibility above ~560 °C and boiling point around 400 °C, with high salinity and minute opaque minerals, characterizing a typical potassic alteration. These fluids can be related to the pervasive potassic alteration (restricted to a few zones) verified in the andesite with the highest Cu contents. Homogenization temperatures between 155 and 350 °C, along with a low salinity indicate the overlapping of late events that led the propylitic alteration.

The emplacement of the porphyry II generates fluids with no boiling that led the formation of quartz-feldspathic veins, with trapping temperatures > 450°C. Alteration fluid remnants in the matrix gave homogenization temperatures around 340 – 400 °C, with the relatively common presence of opaque minerals. On the other hand, homogenization temperatures down to 200 – 300 °C reflect the influence of external fluids that characterize the propylitic alteration.

The assemblage sericite-chlorites-clays-carbonates (SCC) is formed by no-boiling fluids that are generated by condensation and contraction, with homogenization temperatures around 300 – 350 °C and an intermediate salinity degree. Geothermometric estimates in associated chlorites gave values around 291 – 362 °C. This assemblage is associated to porphyry II emplacement, being responsible for the increment in Cu mineralization.

In the basaltic andesite, no-boiling late magmatic fluids that led the formation of veins with potassic feldspar, quartz and clays register trapping temperatures > 528°C. On the other hand, fluids with temperatures down to 300 – 360 °C define the potassic alteration and are probably associated to the porphyry I emplacement.

The quartz-sericite-pyrite alteration (sericitization) in the rhyolite was the product of a late mixing of low salinity, no-boiling fluids with temperatures down to 200 – 300 °C. Such a process could represent a Cu precipitation mechanism, although less efficient than the SCC alteration.

In its initial stages, the Cuajone deposit exhibits analogies that are uncommon to geothermal systems, besides the increasing of mineralization associated to the SCC

alteration that are consequence of condensation and contraction processes; the same processes are suggested to explain the potassic alteration in the basaltic andesite, which contain the highest Cu contents.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar quero agradecer a Deus pela oportunidade, confiança e constante apoio depositado neste trabalho.

Ao meu orientador, Dr. Silvio Roberto Farias Vlach pela oportunidade, grande apoio, amizade e paciência. Sou extremamente grata por ter me dado o apoio e tempo necessário para poder ficar com meu filho Matheus após este ter nascido.

Ao CNPq (Proc.143555/2008-1) pela concessão da bolsa de doutorado.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela formação acadêmica e pela disponibilidade das facilidades laboratoriais no Núcleo de Pesquisa GeoAnalítica-USP.

A empresa *Souther Perú Copper Corporation*, Departamento da Unidade Mineira Cuajone, em especial ao Eng. Geólogo Oscar Concha, Superintendente de Geologia pela liberação de amostras para estudo e disponibilização de informações básicas sobre a jazida.

A Dra. Pilar Lecumberry e ao Dr. Richard Bodnar da Universidade de Virginia, Califórnia, USA, pelas frutíferas discussões via internet e apoio ao trabalho.

A minha grande amiga-irmã geóloga Livia Fernanda Chavez dos Santos pelo seu apoio, conselhos, conversas, alegrias e tristezas compartilhadas e, principalmente, pela sua valiosa amizade.

Um agradecimento especial a minha amiga doutoranda Tabata Hoeger Luque e a meu amigo Carlos Carrasco pelo grande apoio, sobretudo na última etapa de trabalho, e pela amizade.

Aos meus colegas e amigos da pós-graduação Carlos Mario pelo apoio e disposição e a Claudia Tokashiki, Alessandra Aguja, Laura, Nátaly, Tatiana, Alice, Liza Polo, Rodolfo, Brenda, Sarha Nomura, Santiago, Annibal, Vanessa pela amizade e convívio.

Agradeço também a meus grandes amigos Gabriel Cabrera, Claudia Oliveira, Joan da Cruz, Maria Pia Castillo e Marcelo Marques pelo companheirismo e a "força".

Aos meus amigos, agora já professores doutores, Lucelene Martins, Adriana Alves, Gaston Rojas, Rogério Azzone e Frederico Vilalva.

Aos técnicos responsáveis pelos laboratórios da GeoAnalítica-USP: Rosa Bello, Marcos Mansueto, Flavio Carvalho Paulo Mori, Angélica Morente, Sadra Andrade, José Paulo Sertek e Isac Jamil, respectivamente, dos laboratórios de inclusões fluidas, microsonda eletrônica, difração de raios X, fluorescência de raios X, Química e ICP, microscopia óptica, preparação de amostras e microscopia eletrônica e de varredura (MEV) por toda a colaboração no trabalho.

Aos funcionários administrativos Magali Poli, Leonardo e Tadeu pela disposição.

Finalmente, um agradecimento especial para a minha querida e unida Família: pais, Gumerindo Sucapuca (*in memoriam*) e Luz Goyzueta, meus irmãos Miriam, Gina, Ruth, Raúl e Ronald que, apesar da distância, me apoiaram e acreditaram em mim.

Finalmente, peço desculpas se esqueci alguém, mas minha gratidão é para todas as pessoas que de alguma maneira estiveram envolvidas com este trabalho.

SUMÁRIO

RESUMO	III
AGRADECIMENTOS	IX
SUMÁRIO	XI
LISTA DE FIGURAS	XV
LISTA DE TABELAS	XXII
CAPÍTULO I	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO, JUSTIFICATIVA E IMPORTÂNCIA	1
1.2 ESTRUTURAÇÃO DA TESE	4
1.3 LOCALIZAÇÃO E VIA DE ACESSO	4
1.4 OBJETIVOS	5
CAPÍTULO II	7
REVISÃO CONCEITUAL	7
2.1 DEPÓSITOS DO TIPO CU PÓRFIRO	7
2.2 RELAÇÕES ENTRE MAGMATISMO PLUTÔNICO E PÓRFIROS E CONEXÕES VULCÂNICAS	8
2.3 ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL EM CU PÓRFIROS: ESTILOS, TIPOS E ZONAMENTO	10
2.3.1 ALTERAÇÃO CÁLCICO - SÓDICA	11
2.3.2 ALTERAÇÃO POTÁSSICA	12
2.3.3 ALTERAÇÃO CLORÍTICA-SERICÍTICA	12
2.3.4 ALTERAÇÃO SERICÍTICA	14
2.3.5 ALTERAÇÃO ARGÍLICA AVANÇADA	14
2.3.6 ALTERAÇÃO PROPILÍTICA	15
2.4 INCLUSÕES FLUÍDAS	17
2.4.1 FORMA E TAMANHO	17
2.4.2 CLASSIFICAÇÃO DE INCLUSÕES FLUIDAS	18
2.4.3 MÉTODO MICROTERMOMÉTRICO: PREMISSAS E DADOS FORNECIDOS	20
2.4.4 APLICAÇÕES DO ESTUDO DE INCLUSÕES FLUIDAS EM PROSPECÇÃO	25
2.5 A JAZIDA DE CUAJONE	26
2.5.1 GEOMORFOLOGIA REGIONAL	26
2.5.2 GEOLOGIA REGIONAL	27
2.5.3 GEOLOGIA LOCAL	29
CAPÍTULO III	34
MATERIAIS E MÉTODOS	34
3.1 TRABALHOS DE CAMPO E AMOSTRAGEM	34
3.2 ATIVIDADES LABORATORIAIS	34

3.2.1	ANÁLISES PETROGRÁFICAS	35
3.2.2	DETERMINAÇÕES DE DENSIDADE DE ROCHAS	36
3.2.3	ANÁLISES DE DIFRAÇÃO DE RAIOS X	36
3.2.4	ANÁLISES QUÍMICAS EM ROCHA TOTAL	37
3.2.5	ANÁLISES QUÍMICAS EM MINERAIS	38
3.2.6	IMAGEAMENTO POR CATODOLUMINESCÊNCIA (CL)	42
3.2.7	ANÁLISES DE INCLUSÕES FLUIDAS	42
CAPÍTULO IV		44
PETROGRAFIA GERAL		44
4.1	ROCHAS ENCAIXANTES	47
4.1.1	ANDESITOS BASÁLTICOS	47
4.1.2	RIÓLITOS	49
4.2	COMPLEXO INTRUSIVO SUBVULCÂNICO	50
4.2.1	MONZOGRAITO-QUARTZO MONZONITO PÓRFIROS (PÓRFIROS I)	50
4.2.2	LEUCO QUARTZO DIORITOS-TONALITOS PÓRFIROS (PÓRFIROS II)	51
4.2.3	MICRO-GRANODIORITO PÓRFIRO	52
4.2.4	MICRO-TONALITO PÓRFIRO	53
4.2.5	QUARTZO-LATITOS PÓRFIROS	55
4.3	OUTRAS ROCHAS	56
CAPÍTULO V		59
PETROGRAFIA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS		59
5.1	ANDESITOS BASÁLTICOS	61
5.1.1	ASSEMBLEIA PLAGIOCLÁSIO-ACTINOLITA-MAGNETITA (ALTERAÇÃO CÁLCICO-SÓDICA)	61
5.1.2	ASSEMBLEIA BIOTITA-PLAGIOCLÁSIO-MAGNETITA ("BIOTITIZAÇÃO")	66
5.1.3	ASSEMBLEIA ARGILOMINERAIS-SERICITA-CARBONATOS-CLORITA (ALTERAÇÃO SCC)	72
5.1.4	ASSEMBLEIA EPIDOTO-CARBONATOS-CLORITA (ALTERAÇÃO PROPILÍTICA)	73
5.1.5	ASSOCIAÇÃO FELDSPATO POTÁSSICO-SERICITA-QUARTZO (POSSÍVEL POTÁSSICA)	74
5.1.6	VEIOS DE FELDSPATOS-QUARTZO-ZEÓLITA-CLORITA-CARBONATOS (PROPILÍTICA)	77
5.1.7	VEIOS DE FELDSPATO POTÁSSICO-QUARTZO-ARGILOMINERAIS (POTÁSSICA)	77
5.1.8	SILICIFICAÇÃO (QUARTZO)	79
5.2	RIÓLITOS	79
5.2.1	ASSEMBLEIA SERICITA-QUARTZO-PIRITA (SERICITIZAÇÃO)	79
5.3	MONZOGRAITO-QUARTZO MONZONITO PÓRFIROS (PÓRFIROS I)	80
5.3.1	VEIOS DE FELDSPATO POTÁSSICO-QUARTZO (ALTERAÇÃO POTÁSSICA)	80
5.3.2	ASSOCIAÇÃO SERICITA-CARBONATOS-CLORITAS (SCC)	81
5.4	LEUCO QUARTZO DIORITOS-TONALITOS PÓRFIROS (PÓRFIROS II)	81
5.4.1	VEIOS DE QUARTZO-FELDSPATO POTÁSSICO (ALTERAÇÃO POTÁSSICA)	82
5.4.2	ASSEMBLEIA SERICITA-ARGILOMINERAIS-CARBONATOS-CLORITAS (SCC)	82
5.5	MICRO-GRANODIORITO PÓRFIRO	83
5.5.1	VEIO DE FELDSPATO POTÁSSICO-QUARTZO (POSSÍVEL POTÁSSICA)	83
5.5.2	ASSEMBLEIA ARGILOMINERAIS-SERICITA-CLORITA (SCC)	83
5.5.3	SERICITIZAÇÃO	85
5.6	MICRO-TONALITO PÓRFIRO	85

5.6.1	VEIOS DE FELDSPATO POTÁSSICO-QUARTZO (POTÁSSICA)	85
5.6.2	ASSOCIAÇÃO ARGILOMINERAIS-CLORITA-CARBONATOS-EPIDOTO (PROFILÍTICA)	86
5.7	QUARTZO LATITO PÓRFIRO	86
5.7.1	ASSEMBLEIA CARBONATOS-SERICITA-ARGILOMINEAIS±CLORITA (SCC)	86
5.8	OUTRAS ROCHAS	87
CAPITULO VI		89
QUÍMICA MINERAL E PARÂMETROS INTENSIVOS		89
6.1	QUÍMICA MINERAL E VARIAÇÕES COMPOSICIONAIS	89
6.1.1	GRUPO DOS FELDSPATOS	89
6.1.2	MINERAL DO GRUPO DAS ZEÓLITAS	92
6.1.3	SUPERGRUPO DOS ANFIBÓLIOS	92
6.1.4	GRUPO DA CLINOZOIZITA	94
6.1.5	BIOTITA	96
6.1.6	MICAS BRANCAS (SERICITA/MUSCOVITA)	98
6.1.7	CLORITAS	101
6.2	PARÂMETROS INTENSIVOS DE CRISTALIZAÇÃO	104
6.2.1	GEOTERMOMETRIA DE CLORITA	104
6.2.2	RELAÇÕES DE FUGACIDADES DE ESPÉCIES VOLÁTEIS EM BIOTITA E MUSCOVITA	107
CAPITULO VII		113
GEOQUÍMICA DE ROCHAS E DAS ALTERAÇÕES HIDROTÉRMICAS		113
7.1	GEOQUÍMICA GERAL	113
7.1.1	ELEMENTOS MAIORES E MENORES	114
7.1.2	ELEMENTOS DE TRANSIÇÃO	118
7.1.3	ELEMENTOS TRAÇOS E TERRAS RARAS	120
7.1.4	OUTROS ELEMENTOS	124
7.2	GEOQUÍMICA DA ALTERAÇÃO HIDROTÉRMICA	124
7.2.1	TRANSFERÊNCIAS DE MASSA: ANÁLISE QUALITATIVA	125
7.2.2	TRANSFERÊNCIAS DE MASSA: UMA ANÁLISE SEMI-QUANTITATIVA	127
CAPITULO VIII		133
PETROGRAFIA E MICROTERMOMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS		133
8.1	PETROGRAFIA DAS INCLUSÕES FLUIDAS	134
8.1.1	INCLUSÕES TIPO I	135
8.1.2	INCLUSÕES TIPO II	135
8.1.3	INCLUSÕES TIPO III	135
8.1.4	INCLUSÕES TIPO IV	135
8.2	IMAGEAMENTO POR CÁTODO-LUMINESCÊNCIA	136
8.3	MICROTERMOMETRIA	140
8.3.1	QUARTZO DA MATRIZ DO PÓRFIRO I (ASSEMBLEIA FELDSPATO POTÁSSICO-QUARTZO) POTÁSSICA	140
8.3.2	QUARTZO DO VEIO DE FELDSPATO POTÁSSICO-QUARTZO (ALTERAÇÃO POTÁSSICA) NO PÓRFIRO	149
8.3.3	ASSEMBLEIA BIOTITA-PLAGIOCLÁSIO-MAGNETITA (BIOTITIZAÇÃO) NO ANDESITO BASÁLTICO	157

8.3.4	ASSEMBLEIA ARGILOMINERAIS- SERICITA-CARBONATOS-CLORITA (ALTERAÇÃO SCC) NO ANDESITO BASÁLTICO	162
8.3.5	ASSEMBLEIA QUARTZO-SERICITA-PIRITA (SERICITIZAÇÃO) EM RIÓLITO	168
8.3.6	VEIO DE QUARTZO-FELDSPATO POTÁSSICO (ALTERAÇÃO POTÁSSICA) NO ANDESITO BASÁLTICO	171
8.3.7	QUARTZO DA MATRIZ DO PÓRFIRO II (ALTERAÇÃO SCC E/OU PROPILÍTICA)	177
8.3.8	VEIO DE QUARTZO-FELDSPATO POTÁSSICO (ALTERAÇÃO POTÁSSICA) NO PÓRFIRO II	182
CAPITULO IX		188
CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES		188
9.1	CONSIDERAÇÕES SOBRE A PETROGRAFIA E MINERALOGIA	188
9.2	CARACTERÍSTICAS LITOGEOQUÍMICAS: ROCHAS "PRECURSORAS" E ALTERADAS	193
9.3	GEOQUÍMICA DOS PROCESSOS DE ALTERAÇÃO: GANHOS E PERDAS ELEMENTAIS	194
9.4	ENRIQUECIMENTOS RELATIVOS DE CU NOS PROCESSOS DE ALTERAÇÃO	195
9.5	PARÂMETROS FÍSICO-QUÍMICOS DO FLUIDO MINERALIZANTE	196
9.5.1	QUARTZO MATRICIAL DO MONZOGRANITO-QUARTZO MONZONITO PÓRFIROS (PÓRFIRO I)	196
9.5.2	QUARTZO DE VEIOS DO PÓRFIRO I	197
9.5.3	BIOTITIZAÇÃO NO ANDESITO BASÁLTICO	198
9.5.4	ALTERAÇÃO SCC NO ANDESITO BASÁLTICO	199
9.5.5	ALTERAÇÃO POR SERICITIZAÇÃO EM RIÓLITO	202
9.5.6	VEIO DE QUARTZO-FELDSPATO POTÁSSICO-ARGILOMINERAIS NO ANDESITO BASÁLTICO	202
9.5.7	QUARTZO MATRICIAL DO LEUCO QUARTZO DIORITOS-TONALITOS PÓRFIROS (PÓRFIRO II)	204
9.5.8	QUARTZO DO VEIO DE QUARTZO-FELDSPATO POTÁSSICO NO PÓRFIRO II	204
9.6	EVOLUÇÃO DOS FLUIDOS HIDROTERMAIS	210
9.7	CONCLUSÕES	211
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS		214
ANEXO 1: LISTA DE ABREVIATURAS		224
ANEXO 4: TABELAS RESUMO DOS TIPOS DE ROCHAS E ALTERAÇÃO NA CAVA DE CUAJONE		227
TABELA 4.4: COMPOSIÇÃO MODAL DAS ROCHAS MENOS ALTERADAS		230
FIGURAS 4.1, 4.1 e 4.3 MOSTRANDO OS TIPOS DE ROCHA EM TRES PERFIS DA CAVA DE CUAJONE		231
ANEXO 5		233
FIGURAS 5.1, 5.2 E 5.3 MOSTRANDO A DISTRIBUIÇÃO DAS ASSEMBLEIAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL EM TRES PERFIL DA CAVA DE CUAJONE		233
FIGURAS MOSTRANDO RESULTADO DE ANÁLISES DE FIFRAÇÃO DE RAIOS PARA A ALTERAÇÃO SCC		235
ANEXO 6:		
TABELA 6.1 A: ANÁLISES QUÍMICA WDS (%EM PESO DE ÓXIDOS) EM CRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO CU PÓRFIRO CUAJONE		238
TABELA 6.1B: ANÁLISES QUÍMICA WDS (%EM PESO DE ÓXIDOS) EM CRISTAIS DE FELDSPATO POTÁSSICOS MAGAMTICOS E DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL NO CU PÓRFIRO CUAJONE.		239

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapas de localização da Mina Cuajone. Modificado de Concha e Valle (1999).	5
Figura 2. 1: Relações espaciais entre stock de Cu pórfiros, plutões subjacentes, rochas vulcânicas co-magmáticas sobrejacente e as litocapas. (Fonte: Sillitoe 2010).....	10
Figura 2. 2: Padrões generalizados de zoneamento de alteração-mineralização para depósitos de Cu pórfiro telescopados. (Fonte: Sillitoe, 2010).....	13
Figura 2. 3: Representação esquemática da classificação de inclusões fluidas segundo sua composição. Fonte: Nash (1976). L: líquido, V: vapor; LCO ₂ : líquido CO ₂	18
Figura 2. 4: Representação esquemática de tipos e classificação de inclusões Fluidas.....	19
Figura 2. 5: Diagrama de fases P-T da água, mostrando a diferença entre temperatura de homogeneização (Th) para o líquido e a temperatura de aprisionamento (Tt) de uma inclusão com uma correção de pressão entre Pt-Ph.....	24
Figura 2. 6: Representação esquemática das principais unidades geomorfológicas e geologia regional da área de estudo. Fonte: Clark <i>et al.</i> (1990b).....	27
Figura 2. 7: Geologia local da mina Cuajone de acordo com Concha & Valle (2000).....	27
Figura 2. 8: Coluna Estratigráfica da mina Cuajone de acordo com Concha & Valle (2000).....	28
Figura 4.1: Localização e distribuição dos furos de sondagem das três seções construídas na Mina de Cuajone por Goyzueta (2008).....	45
Figura 4.2: Diagrama Q-A-P de Streckeisen (1974) mostrando classificação petrográfica de acordo com a IUGS para rochas plutônicas (A) e para rochas vulcânicas (B) da Mina de Cuajone.....	46
Figura 6.1: Diagrama ternário Albita-Anortita-Ortosa mostrando as composições químicas dos plagioclásios nas fases ígneas no andesito basáltico, microgranodiorito porfirítico e pórfiro II na Jazida de Cuajone.....	90
Figura 6.1: Diagrama ternário Albita-Anortita-Ortoclásio, mostrando as composições químicas de plagioclásio primário no andesito basáltico, microgranodiorito pórfiro e Pórfiro II na Mina Cuajone. 90	90
Figura 6.2: Diagrama ternário Albita-Anortita-Ortoclásio, mostrando as composições químicas de plagioclásio de alteração hidrotermal: propilítica e cálcio-sódica no andesito basáltico, SCC e veios de qz-FPs no Pórfiro II na Mina Cuajone.	91
Figura 6.3: Diagrama ternário Albita-Anortita-Ortoclásio, mostrando as composições químicas de feldspato potássico de alteração hidrotermal nos veios de quartzo-FPs que caracterizam a alteração potássica nos Pórfiros I e II na Mina Cuajone.	91
Figura 6.4: Diagrama de classificação de anfibólio cálcicos convencionais, segundo Leake <i>et al.</i> (1997), para anfibólios das zonas de alteração sódico-cálcica, propilítica, biotitização da Mina Cuajone.	93
Figura 6.5: Diagrama de classificação de anfibólio cálcicos convencionais, segundo Hawthorne <i>et al.</i> (2012), para anfibólios das zonas de alteração sódico-cálcica, propilítica, biotitização da Mina Cuajone.	93
Figura 6.6: Diagrama IVAI vs (VAI+Fe ³⁺ +2Ti) ilustrando as variações composicionais dos anfibólios das zonas de alteração cálcico-sódica, propilítica, biotitização e possível anfibólio primário da Jazida de Cuajone.	94

Figura 6.7: Diagrama catiônico AIT vs FeIII(T) (Fe total calculado como Fe3+) para minerais do grupo da clinzoizita de amostras selecionadas representativas das alterações cálcico-sódica, propilítica e SCC da Mina Cuajone.....	95
Figura 6.8: Diagrama para classificação das biotitas das zonas de alteração biotitização, biotitização com anidrita, biotitização com clorita e alteração propilítica da Mina Cuajone.....	96
Figura 6.9: Diagrama mostrando os campos composicionais das biotitas das zonas de alteração biotitização, biotitização com anidrita, biotitização com clorita e alteração propilítica no diagrama FeOT-MgO-Al ₂ O ₃	97
Figura 6.10: Diagrama triangular FeOt+MnO/TiO ₂ *10/MgO de Nachit (1994) mostrando as variações da composição da biotita hidrotermal	98
Figura 6.11: Diagrama ternário Mg-Ti-Na de Miller et al. (1981) para a composição de muscovita	99
Figura 6.12: Diagrama ternário Fe-Mg-Ti, ilustrando variações composicionais de micas brancas das alterações biotitização e SCC no andesito basáltico, sericitização no riólito, SCC no pórfiro II e sericitização no microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.....	100
Figura 6.13: Diagrama AIT vs mg# para as micas brancas nas alterações de biotitização e SCC no andesito basáltico, sericitização no riólito e sericita do pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.....	101
Figura 6.14: Diagrama de Hey (1954) para classificação de cloritas nas alterações no andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone	102
Figura 6.15: Diagrama Al/(Al+Si) vs mg#, mostrando as variações composicionais de clorita nas alterações do andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone	103
Figura 6.16: Diagrama VIAI vs Fe+Mg ilustrando as variações composicionais de cloritas nas alterações do andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone	104
Figura 6.17: Diagrama de correlação entre temperaturas calculadas e o parâmetro mg# das cloritas da Mina Cuajone	106
Figura 6.18: Diagrama de correlação entre temperaturas calculadas e o parâmetro Al/(Al+Si) das cloritas da Mina Cuajone	106
Figura 6.19: Diagrama Xflogopita vs F para biotitas hidrotermais da Mina Cuajone, ilustrando a correlação positiva devida ao fenômeno de Fe-avoidance	109
Figura 6.20: Diagrama IV(F) vs IV(Cl), ilustrando as variações dos índices IV(Cl) e IV(F) para biotitas hidrotermais da Mina Cuajone.....	109
Figura 6.21: Diagrama Log[f(H ₂ O)/f(HCl)] vs Log[f(H ₂ O)/f(Hf)] para temperatura de referência de 350 °C para as biotitas hidrotermais da Mina Cuajone.....	110
Figura 6.22: Diagrama Log[f(H ₂ O)/f(HCl)] vs Log[f(H ₂ O)/f(Hf)] para temperatura de referência de 500 °C para as biotitas hidrotermais da Mina Cuajone	111
Figura 6.23: Diagrama de correlação entre IV(F) vs mg# para micas brancas de diferentes alterações no andesito basáltico, riólito, pórfiro-II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone	112
Figura 7.1. Diagrama TAS (% em peso dos óxidos representados, Le Maitre et al., 1989) para rochas precursoras de alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone	115

Figura 7.2. Diagrama Na ₂ O+K ₂ O-CaO (Índice MALI) vs SiO ₂ (% em peso dos óxidos representados, Frost et al., 2001) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone	116
Figura 7.3. Diagrama AFM (% em peso dos óxidos representados) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone	117
Figura 7.4. Diagrama fe# vs SiO ₂ (% em peso dos óxidos, Frost et al., 2001) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone	117
Figura 7.5. Diagrama K ₂ O vs SiO ₂ (Peccherillo e Taylor, 1976) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone.....	118
Figura 7.6. Padrões para elementos de transição normalizados pelo condrito para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone.....	120
Figura 7.7. Padrões multielementares normalizados pelo condrito para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Jazida de Cuajone	121
Figura 7.8. Padrões multielementares normalizados pelo MORB para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone.....	122
Figura 7.9. Padrões de elementos terras raras para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone	123
Figura 7.10. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração SCC de andesito basáltico	130
Figura 7.11. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração (potássica) forte de andesito basáltico	130
Figura 7.12. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração (sericitização) de riólito..	131
Figura 7.13. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração SCC de pórfiro.....	131
Figura 8.1: Fotomicrografias mostrando os tipos de inclusões fluidas encontradas no Cu pórfiro de Cuajone.....	136
Figura 8.2: Histograma mostrando a temperatura do ponto eutético nas inclusões fluidas no quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I.....	142
Figura 8.3: Histograma mostrando a salinidade nas inclusões fluidas no quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I	142
Figura 8.4: Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas no quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I	143
Figura 8.5: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I.....	144
Figura 8.1: Diagrama mostrando Salinidade vs Volume de vapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.....	148
Figura 8.7: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I	149
Figura 8.8: Diagrama mostrando a Th (L-V) vs Vvapor das inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I	149

Figura 8. 9: Histograma mostrando a temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas no quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do pórfiro I	1501
Figura 8.10: Histograma mostrando a salinidade das inclusões fluidas no quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do pórfiro I	1512
Figura 8.11: Histograma mostrando a frequência das temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas de tipos 1, 2, 3 e 4 presentes no quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do pórfiro I	1523
Figura 8.12: Fotomicrografia mostrando a variação volumétrica da fase vapor das inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I, sugerindo um processo de boiling.	154
Figura 8.13: Diagrama mostrando Th(L-V) vs Vvapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I.....	154
Figura 8.14: Diagrama mostrando Salinidade vs Vvapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I.....	154
Figura 8.15: Diagrama mostrando Salinidade vs Th(L-V) para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I.....	1556
Figura 8.16: Diagrama mostrando as isócoras das inclusões fluidas formadas pelo aprisionamento de um fluido em boiling em temperaturas ao redor de 400°C, mostrando o intervalo das pressões obtidas para o quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do pórfiro I	158
Figura 8.17: Histograma mostrando Temperatura do ponto eutético para as inclusões em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.....	158
Figura 8.18: Histograma mostrando as salinidades das inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.	159
Figura 8.19: Histograma mostrando as Temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita	15960
Figura 8.20: Diagrama mostrando as Temperaturas de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.....	161
Figura 8.21: Diagrama mostrando Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.....	161
Figura 8.21: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus salinidade para as inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.....	162
Figura 8.22: Diagrama P-T representando as isócoras no intervalo de TH(L-V) entre 245 e 307°C mostrando a temperatura estimada para a biotitização em Cuajone considerando pressão de 500 bar.	162
Figura 8.23: Histograma mostrando a Temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.....	163

Figura 8.24: Histograma mostrando a Salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.....	164
Figura 8.25: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.....	164
Figura 8.26: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.....	165
Figura 8.27: Diagrama mostrando Salinidade versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.....	166
Figura 8.28: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.....	167
Figura 8.29: Histograma mostrando a salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.....	168
Figura 8.30: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.....	169
Figura 8.31: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.....	170
Figura 8.32: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.....	170
Figura 8.33: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.....	171
Figura 8.34: Histograma mostrando a Temperatura do Eutético das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	172
Figura 8.35: Histograma mostrando a Salinidade das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	173
Figura 8.36: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	173
Figura 8.37: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização Total das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	174
Figura 8.38: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	175
Figura 8.39: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	175
Figura 8.40: Diagrama mostrando a Salinidade versus Temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	176

Figura 8.41: Diagrama mostrando Dissolução do sal versus Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone	177
Figura 8.42: Histograma mostrando a salinidade das inclusões fluidas em quartzo da matriz no pórfiro II na jazida de Cuajone.....	178
Figura 8.43: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo da matriz no pórfiro II na jazida de Cuajone.	179
Figura 8.44: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões em quartzo da matriz no pórfiro II na jazida de Cuajone.	179
Figura 8.45: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo da matriz no pórfiro II na jazida de Cuajone.	181
Figura 8.46: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo da matriz no pórfiro II na jazida de Cuajone.....	181
Figura 8.47: Diagrama que relaciona a temperatura de dissolução dos sais com as temperaturas de homogeneização das fases fluidas para as inclusões fluidas em quartzo da matriz no pórfiro II na jazida de Cuajone.....	182
Figura 8.48: Diagrama mostrando o Ponto eutético das inclusões fluidas do quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone	183
Figura 8.49: Diagrama mostrando a Salinidade das inclusões fluidas do quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone	184
Figura 8.50: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone.....	184
Figura 8.51: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone	185
Figura 8.52: Diagrama mostrando Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone	185
Figura 8.53: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Salinidade para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone	186
Figura 8.54: Diagrama mostrando Temperatura de dissolução do sal versus Temperatura de homogeneização para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone	187
Figura 9.1. Diagrama mostrando variações de enriquecimento de Cu em relação às precursoras para os diferentes tipos de alteração da mesma rocha precursora.....	195
Figura 9.2: Diagrama de estabilidades de fase para o sistema NaCl-H ₂ O no espaço pressão-temperatura-salinidade, com uma representação em perspectiva da superfície de imiscibilidade de duas fases.....	200.
Figura 9.3: Diagrama mostrando a variação da salinidade dos fluidos aquosos separados da cristalização de um magma de composição intermediária com o progresso da cristalização para um sistema sob pressões moderada e baixa.....	203

LISTA DE TABELAS

Tabela 2. 1: Principais características dos tipos de alteração hidrotermal em depósitos Cu pórfiro baseada nos trabalhos de Lowell & Guilbert, 1970, Meyer & Hemley (1967), Pirajno (2009) e Redd (1992) entre outros.....	16
Tabela 2. 2: Principais eventos geológicos regionais da zona de estudo. Fonte: Clark <i>et al.</i> (1990b).....	28
Tabela 3.1: Valores de referência para a distância interplanar basal de filossilicatos, considerando amostras naturais, glicoladas e aquecidas (Simplificado de Santos, 1989).....	37
Tabela 3.2: Tabela 1: Características gerais da rotina utilizada para análise WDS.....	41
Tabela 3.3: Padrões, eventos e temperaturas de referência utilizadas na calibração microtermométrica (fornecida pela Syn Flinc).....	43
Tabela 5.1: Comparação entre as terminologias usadas neste trabalho e as empregadas geralmente na literatura.....	60
Tabela 9.1 Tabela resumo dos resultados do estudo de inclusões fluidas e eventos relacionados com os principais tipos de alterações hidrotermais no pórfiro de Cuajone.	206

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação, justificativa e importância

Os depósitos de Cu pórfiro constituem a fonte mais importante de metais entre os depósitos hidrotermais relacionados à atividade magmática pouco profunda. Uma das suas principais características é o grande volume de rocha alterada e mineralizada pela extensiva circulação de fluidos hidrotermais de origens diversas.

Estes depósitos caracterizam-se por apresentar os denominados plutons centrais, “motores” da mineralização nestes sistemas, os quais são geralmente pequenos (ca. ½ a 2 km em diâmetro), mas que provocam alteração ao longo de áreas muito extensas, de vários quilômetros quadrados, nas rochas encaixantes. A causa principal da alteração das rochas encaixantes é a anomalia termal provocada por estas intrusões centrais, que traz como resultado intensa circulação de fluidos ricos em água, em parte delas derivadas, em parte externos, e subsequentes reações com as rochas da própria intrusão central e suas encaixantes.

Tensões mecânica e térmica acompanham a colocação e a cristalização dos magmas que formam estes plutons e resultam em grandes volumes de rochas fraturadas, as quais incluem tanto as rochas encaixantes quanto a própria intrusão central. A combinação destas fraturas induzidas pela colocação da intrusão central com a profundidade relativamente baixa resultam em ambientes altamente permeáveis, que propiciam intensa circulação convectiva de fluidos hidrotermais (Beane e Bodnar, 1995).

Nas últimas décadas, diversos trabalhos tentaram sistematizar as características mineralógicas dos diferentes tipos de alteração hidrotermal nestes ambientes, definindo grupos de minerais que comumente ocorrem juntos (assembleias ou mesmo parageneses minerais *stricto senso*) e especialmente relacionados com a mineralização de cobre. Assim, seqüências paragenéticas minerais são reconhecidas como um dos aspectos mais importantes para os estudos de alteração. Nos últimos anos, as técnicas analíticas mais sofisticadas, como microscopia e microsonda eletrônicas, que permitem obter imagens eletrônicas e análises pontuais *in situ* de alta resolução espacial, têm sido aplicadas de forma mais sistemática para o estudo de minerais formados durante os processos de alteração hidrotermal (e.g. Seedorff e Einaudi, 2004), não somente para identificar minerais que não são facilmente reconhecidos pelos métodos petrográficos convencionais, mas

também para determinar as suas assinaturas químicas, suas variações composicionais, bem como as estimar as condições termobarométricas de sua cristalização.

Adicionalmente, informações sobre a natureza termoquímica dos fluidos responsáveis pela alteração e mineralização podem ser obtidas através do estudo de inclusões fluidas, particularmente das inclusões primárias, capturadas pelas fases minerais que cristalizaram durante o processo. Notadamente, as características das inclusões fluidas variam em função do tempo e da posição espacial da amostra no sistema hidrotermal (e.g., Butte, Sierrita, Red Mountain, Bodnar 1995). Estas características contribuem significativamente para a compreensão da gênese dos depósitos de Cu pórfiro, bem como convertem-se em grande auxílio para estudos prospectivos, uma vez que as propriedades destes fluidos fornecem informações relacionadas às temperaturas, composição dos fluidos mineralizantes e, ocasionalmente, às pressões reinantes durante a alteração e mineralização destes grandes sistemas geotérmicos atualmente inativos.

A Jazida Cuajone constitui um dos maiores depósitos de Cu pórfiro do sul do Perú. Essa jazida é conhecida desde fins do século XIX, quando já era explorada, porém em escala muito limitada, devido às dificuldades de acesso e a distância (Lacy, 1958). Em 1937, a região de Cuajone foi reconhecida como de grande potencial em campanha prospectiva realizada pela *Cerro de Pasco Corporation*. Duas décadas após, em 1954, foi estabelecida a companhia *Southern Perú Copper Corporation (SPCC)* e no ano de 1976 foi iniciada a exploração em caráter mais firme. Desde 1999, o Grupo México é o principal acionista de SPCC.

Embora a Jazida de Cuajone seja considerada um dos principais depósitos de Cu pórfiro do Perú, trabalhos que empreguem métodos mais modernos de análises ainda são relativamente restritos. A primeira descrição da mineralização e definição da rocha hospedeira, classificada como latito pórfiro foi fornecida por Lacy (1958). Anos após, Manrique e Plazolles (1975) contribuíram para esclarecer a evolução pós-mineralização, diferenciando os ignimbritos mais antigos da formação Chuntacala dos fluxos vulcânicos mais recentes da Formação Huaylillas, uma contribuição que foi confirmada posteriormente com datações absolutas efetuadas pelo método K-Ar por Tosdal *et al.* (1981).

De acordo com Satchwell (1983), a mineralização hipógena de Cu está associada à alteração quartzo-sericita (illitita), a qual seria anterior à mineralização em Mo (molibdenita); esta interpretação foi seguida por Clark *et al.* (1990a) que, adicionalmente, mostraram com datações K-Ar que o principal período de mineralização em Cu ocorreu durante o Eoceno Inferior e, neste sentido, seria uma mineralização mais jovem quando comparada com a Jazida de Toquepala, um depósito similar, localizado a nordeste de Cuajone. Estes mesmos autores apresentaram também estudos geomorfológicos e sobre as idades relativas da alteração supérgena em Cuajone (Clark *et al.*, 1990b) e concluíram que houve uma intensa

atividade vulcânica na área do depósito durante o Oligoceno tardio e o início do Mioceno e que os enriquecimentos supérgenos na jazida foram pouco significativos, devido à espessura desse vulcanismo posterior. Mais recentemente, Concha e Valle (1999) apresentaram uma síntese do estado do conhecimento do depósito baseado principalmente nos trabalhos de Lacy (1958) Manrique e Plazolles (1975), Satchwell (1983). Neste trabalho, três episódios de colocação de latitos pórfiros foram identificados, sendo que o primeiro foi diretamente associado à mineralização, o segundo (atualmente explorado) e o terceiro (localizado na zona nordeste do corpo principal) foram, entretanto, considerados essencialmente estéreis.

Os trabalhos mais recentes realizados por Goyzueta (2006, 2008) procuraram identificar e caracterizar correlações entre a tipologia das inclusões sólidas em pirita e os estilos de alteração hidrotermal, fazendo uso de técnicas modernas de microscopia e microanálise. A autora analisou especificamente a região da cava e identificou oito tipos de alteração, entre os quais os principais foram: potássica, filica (sericitização) e propilítica e as demais uma combinação em graus variáveis destes três tipos. As rochas encaixantes da mineralização foram caracterizadas como andesitos e riólitos, enquanto os dois primeiros episódios intrusivos definidos por Concha e Valle (1999) foram caracterizados como formados por rochas denominadas, respectivamente, pórfiro-I, pórfiro II, microgranodioritos, microtonalitos e quartzo latitos. Brechas e latitos pórfiros, estes na forma de diques, também foram identificados.

Os estudos de microscopia e microanálise confirmaram a presença de inclusões sólidas na pirita disseminada na zona mineralizada, e identificaram diversos tipos de intercrescimentos de pirrotita, cubanita e mackinawita com calcopirita Goyzueta (2008). Foi demonstrado pela autora que é possível estabelecer estatisticamente correlações entre a mineralogia das inclusões e os estilos de alteração. Assim, pirrotita é mais frequente nos casos em que alteração potássica esta presente. Cubanita foi observada nas zonas com contribuição filica (sericitização), enquanto mackinawita é mais típica das zonas de alteração propilítica. Os dados químicos obtidos para as fases sulfetadas revelaram composições similares aos membros ideais e, entre os elementos traços com teores significativos, foram identificados Cu, Au e Ni em pirita, Zn e Au em calcopirita, Zn, Ag e Au na cubanita, Cu, Zn e Au em pirrotita e Cu, Ni, Zn, Au e Ag em mackinawita.

Entretanto, diversas questões referentes às relações temporais e espaciais, às condições físico-químicas do sistema e às características dos estágios de alteração hidrotermal ainda não foram estudadas com a profundidade necessária e não se encontram adequadamente estabelecidas. Neste particular, merece ser destacado que o estado relativamente avançado da lavra no corpo mineralizado de Cuajone se torna uma vantagem

para o estudo da localização e da seqüência dos diferentes tipos de alteração hidrotermal e sua correlação com as características dos fluidos mediante o estudo de inclusões fluidas.

Nesse contexto o atual trabalho compreende um estudo multi-metodológico que procura integrar informações obtidas com estudos petrográficos, de química mineral, de litogeoquímica, de geoquímica de alteração, com ênfases no estudo de inclusões fluidas e suas relações com as alterações hidrotermais identificadas. Notadamente, não existem ainda quaisquer informações microtermométricas para o depósito, as quais são essenciais para a compreensão da sua gênese e evolução. Adicionalmente, estes estudos são também importantes já que contribuem para subsidiar estudos relativos a ocorrências de depósitos semelhantes ao de Cuajone na região sul do Perú.

1.2 Estruturação da tese

Esta Tese é dividida em nove capítulos. O Capítulo 1 (este) inclui a apresentação, justificativa e importância do tema, assim como a localização e a descrição dos objetivos. No Capítulo 2 são oferecidas breves revisões bibliográficas sobre depósitos Cu pórfiro, enfatizando os tipos e estilos de alterações hidrotermais, e sobre os fundamentos dos métodos de estudo de inclusões fluidas, seguidas de uma descrição da geologia regional e local. Os materiais e métodos utilizados para o trabalho são apresentados e discutidos no Capítulo 3. Nos Capítulos 4 e 5 são apresentadas e discutidas as principais características petrográficas das rochas menos alteradas ("precursoras") e dos tipos de alteração hidrotermal identificados, respectivamente. Dados de química mineral, enfatizando as variações composicionais das principais fases minerais presentes nas assembleias hidrotermais e estimativas para alguns parâmetros intensivos de cristalização, são apresentados e discutidos no Capítulo 6. O Capítulo 7 trata dos dados químicos em rocha total, destacando aspectos de geoquímica geral e assinaturas das rochas "precursoras" e avaliações de perdas e ganhos relativos em massa nas rochas hidrotermalizadas. O Capítulo 8 apresenta e desenvolve implicações resultantes da caracterização e determinações micro-termométricas de inclusões fluidas identificadas nos principais tipos de alteração hidrotermal. Finalmente, no Capítulo 9 apresenta-se uma discussão dos resultados, considerações finais e as conclusões sobre a evolução da alteração hidrotermal no pórfiro de Cu Cuajone.

1.3 Localização e via de acesso

A área de estudo localiza-se na região sul do Perú, no estado de Moquegua, província de Mariscal Nieto, em uma altitude entre 3100 e 3830 m acima do nível do mar. O

depósito de Cuajone localiza-se a 40 km a nordeste da cidade de Moquegua, entre as coordenadas 17°02' S e 70°42' W (Figura 1.1) e aproximadamente a 25 e 13 km a noroeste das jazidas de Cu pórfiro de Toquepala e Quellaveco, respectivamente.

O acesso à mina, desde a capital Lima, é feito pela rodovia Panamericana Sul até a estrada secundária que dá acesso para a cidade de Moquegua e continua até a mina por uma distância aproximada de 8 km.

Figura 1.1: Mapas de localização da Mina Cuajone. Modificado de Concha e Valle (1999).

1.4 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é caracterizar e aprofundar o conhecimento sobre a natureza/constituição dos tipos e estilos de alteração hidrotermal identificados na Jazida Cuajone, a disposição espacial e temporal do sistema hidrotermal e precisar algumas características físico-químicas dos fluidos hidrotermais mineralizantes. Para tanto, os objetivos específicos, inter-relacionados, são:

- refinamento dos estudos petrográficos e, particularmente, mineralógicos, através de petrografia microscópica, sob luzes transmitida e refletida, da determinação das variações composicionais (elementos maiores, menores e alguns traços) dos minerais presentes em rochas pouco alteradas e nas paragênese mais típicas de alteração hidrotermal, através de análises pontuais quantitativas com microsonda eletrônica;
- identificação e caracterização da assinatura geoquímica das rochas encaixantes pouco alteradas ("precursoras"), através de análises em rocha total para elementos maiores, menores e traços;

- identificação e caracterização da assinatura geoquímica de amostras representativas das zonas de alteração hidrotermal mais típicas e análise do comportamento de elementos críticos, através de técnicas qualitativas e semi-quantitativas de balanço de massa;
- estudo detalhado da petrografia e da composição das inclusões fluidas presentes principalmente em quartzo nas diferentes zonas de alteração, tendo em vista a sua caracterização (temperaturas de formação, salinidade, densidade e pressão dos fluidos aprisionados)
- caracterização do comportamento dos fluidos mineralizantes e da sua evolução no espaço e no tempo.

Também, como parte da avaliação destes dados no contexto geológico da jazida, pretende-se contribuir para o conhecimento metalogenético da região sul do Perú e procurar ampliar o panorama para a exploração deste tipo de depósito.

CAPÍTULO II

REVISÃO CONCEITUAL

2.1 Depósitos do tipo Cu Pórfiro

Os depósitos de tipo Cu pórfiro (*"Porphyry Copper"*) resultam de sistemas hidrotermais muito extensivos relacionados a uma intrusão colocada em níveis crustais relativamente rasos, cujos magmas cristalizam formando rochas em geral com texturas porfíricas. A colocação destes plutons abre caminho para a existência de permeabilidade secundária extensiva devido ao alto grau de fraturamento do próprio pluton e das suas rochas encaixantes. As condições térmica e de permeabilidade promovem a circulação de fluidos predominantemente aquosos, decorrentes da cristalização progressiva dos magmas aí colocados e/ou provenientes das rochas encaixantes. Os plútons associados aos jazimentos de Cu pórfiro são comumente pequenos (1/2 a 2 km de diâmetro), mas a sua colocação resulta em grandes volumes de rochas encaixantes alteradas e mineralizadas.

Depósitos de Cu pórfiro são a fonte mais importante de cobre no mundo representando mais de 60 por cento da produção mundial anual de cobre e 65 por cento dos recursos de cobre conhecidos (Jhon *et al.* 2010). Eles também são fonte importante de outros metais, especialmente de molibdênio, ouro e prata, que são subprodutos naturais da exploração de Cu.

Os depósitos de cobre pórfiro consistem de minerais de cobre que ocorrem em quantidades muito variáveis, seja de forma disseminada na rocha alterada, seja na forma de preenchimento de fraturas e/ou ainda em brechas associadas, distribuídos de forma mais ou menos heterogênea em grandes volumes de rocha. São caracterizados tipicamente pelos baixos teores, em geral entre 0,3 e 2,0 % em peso de Cu, os quais são compensados pelos grandes volumes mineralizados, alcançando-se tonelagens que podem superar os 100 milhões.

Apesar dos teores relativamente baixos, os depósitos cobre pórfiro têm significativos impactos social e econômico, devido as suas grandes dimensões (comumente centenas de milhões a milhares de milhões de toneladas métricas), elevada vida média da jazida e larga escala das operações de mineração. Este tipo de depósito foi o primeiro, entre os grandes depósitos metálicos, a ser explorado por métodos de mineração a céu aberto, no início do século 20, por ser esta uma técnica de mineração de baixo custo adaptada para depósitos

de grandes tonelagens, com a vantagem ainda de resultar em subprodutos importantes como ouro e prata.

2.2 Relações entre magmatismo plutônico e pórfiros e conexões vulcânicas

As relações geológicas e estruturais entre os depósitos Cu pórfiro e os denominados plutons ou complexos intrusivos precursores são muito variadas. Estas intrusões precursoras, normalmente multi-fásicas e com texturas dominantemente não porfíricas, alcançam dimensões batolíticas e são composicionalmente expandidas, constituídas predominantemente por rochas dioríticas, granodioríticas e graníticas. No Perú, o Batólito Costeiro é uma ocorrência clássica da literatura (e.g., Cobbing, 1998; Pitcher *et al.*, 1985). Os plutons que formam estes batólitos são considerados como representativos de zonas de cristalização na crosta média a superior de magmas básicos e ácidos gerados a partir de fusão de áreas-fonte no manto e na crosta inferior, respectivamente, e foram formados antes do desenvolvimento dos sistemas de Cu pórfiro. Estes plutons são espacial, temporal e provavelmente geneticamente relacionados com os depósitos de Cu pórfiros e a formação de depósitos epitermais sobrejacentes e distribuem-se formando plutons que hospedam depósitos isolados, grupos de dois ou mais depósitos isolados, ou ainda alinhamentos de diversos depósitos inter-relacionados. Segundo Sillitoe (2010) os plutons precursores e *stocks* de Cu pórfiros são separados por intervalos de tempo que variam entre 1 e 2 milhões de anos ou ainda menores. Acredita-se que os plutons precursores representam as frações consolidadas de câmaras localizadas em níveis mais profundos, das quais foram extraídos posteriormente magmas que formaram os *stocks* mineralizantes.

Os sistemas de Cu pórfiro podem estar espacialmente associados com rochas vulcânicas co-magmáticas calcio-alcálinas ou mesmo em alguns casos alcalinas, de composições intermediária a félsica (Sillitoe, 1973), as quais são extrudidas em ambientes subaéreos, ca. 0,5 a 3,0 Ma. antes da intrusão dos *stocks* e desenvolvimento da mineralização (Sillitoe, 2010). Em diversos locais (e.g., Yanacocha - Perú), estas formações vulcânicas podem estar, pelo menos parcialmente, preservadas, mas por outro lado, a erosão pode eliminar a cobertura dos depósitos, bem como estas formações vulcânicas. Segundo Pasteris (1996), o vulcanismo de caráter fortemente explosivo é incompatível com a formação sincrônica de depósitos de Cu pórfiro e/ou depósitos epitermais de Au sobrejacentes, uma vez que a maioria dos elementos voláteis primários é dissipada durante erupções piroclásticas de grande volume e não são retidos de modo a favorecer os processos hidrotermais e as mineralizações associadas.

Os depósitos do tipo Cu pórfiro são centrados em intrusões porfíricas (plutons centrais) e em planta apresentam formas elípticas cortadas por diques colocados como pequenos corpos irregulares. De acordo com Seedorff *et al.* (2005), a dimensão destes *stocks* não parece ter nenhuma relação com a dimensão dos depósitos de Cu pórfiro ou com os conteúdos de Cu. Em maior detalhe, tem se demonstrado que as intrusões relacionadas a Cu pórfiros compreendem várias fases que se colocam antes (*pórfiro inicial*), durante (*pórfiro inter-mineralização*), quase ao final (*pórfiro de mineralização tardia*) e depois (*pórfiro de mineralização tardia*) dos eventos de alteração e mineralização principais (Sillitoe, 2010, *cf.* Figura 1). Em geral os pórfiros iniciais e suas rochas hospedeiras contíguas contêm um elevado grau de mineralização, enquanto os pórfiros inter-mineralização são mineralizados de forma mais reduzida, devido a serem mais recentes, e as fases finais e pós-mineralização são estéreis. Os pórfiros colocados nos primeiros estágios não são destruídos quando invadidos pelas fases posteriores apenas são separados e inflados, assim como as rochas encaixantes.

No modelo de Sillitoe (2010, Figura 1), o pluton precursor é um pluton multi-fásico, enquanto que o pluton parental, mono-fásico, caracteriza-se pela consolidação progressiva das bordas para as zonas centrais. O desenvolvimento das fases iniciais, inter-mineralização e mineralização tardia do *stock* de Cu pórfiro, abrange um certo intervalo de tempo e está associado à cristalização progressiva da câmara parental em condições de profundidade cada vez maiores. As denominadas *litocap*, coberturas de alteração argílica avançada e sílica residual que pode se formar acima dos depósitos Cu pórfiro (Sillitoe, 1995, Holliday e Cooke, 2007) desenvolvidas a partir dos *stocks* afetam as seqüências vulcânicas superiores mais antigas, bem como a parte superior das rochas subjacentes. A *litocap* tem origem a partir da condesação de líquido hipersalino originado do magma, com a consequente condensação de vapor que é absorvido por águas subterrâneas formando fluidos ácidos e a alteração argílica avançada (Hedenquist *et al.*, 1998). Alguns pórfiros cortam e atravessam o edifício subvulcânico, enquanto outros são limitados por plutons precursores.

As intrusões porfíricas que desenvolvem os depósitos de Cu pórfiro são formadas exclusivamente por rochas de tipo I (Pitcher *et al.*, 1985) da série magnetita (Ishihara, 1981), com caráter em geral metaluminoso, das séries cálcio-alcalinas de moderado K. Entretanto, algumas ocorrências pertencem à série cálcio-alcalina de alto K (shoshonítica) ou mesmo alcalina (Seedorff *et al.*, 2005).

Figura 2.1: Relações espaciais entre *stocks* de Cu pórfiros, plutons precursores, rochas vulcânicas comagmáticas sobrejacente e litocapas. (Fonte: Sillitoe 2010).

2.3 Alteração hidrotermal em Cu pórfiros: estilos, tipos e zonamento

A alteração hidrotermal refere-se de forma geral ao conjunto de processos metassomáticos que mudam a composição e/ou a mineralogia e/ou a textura das rochas e resulta da interação de fluidos quentes, em geral aquosos, sob determinadas condições físico-químicas que por elas percolam de forma pervasiva, homogênea, ou em fissuras/fraturas (Jhon *et al.*, 2010). Os processos de alteração se dão por metassomatismo iônico e normalmente envolvem metassomatismo alcalino e/ou reações hidrolíticas (ou ácidas), reações de oxidação-redução (incluindo sulfetação: alta e baixa sulfetação envolvendo respectivamente enxofre oxidado e reduzido), reações de solubilização - reprecipitação (e.g. precipitação do quartzo) e/ou reações de hidratação-carbonatação nas quais água ou carbonato é adicionado (Jhon *et al.*, 2010).

O estilo da alteração hidrotermal considera intensidade, a forma e o caráter do fenômeno hidrotermal, reconhecendo-se, basicamente os estilos pervasivo, seletivamente pervasivo e fissural (Pirajno, 2009; Titley, 1982). O primeiro é caracterizado pela substituição total ou da maioria dos minerais primários da rocha precursora, cujas texturas originais são em geral destruídas. O segundo substitui seletivamente alguns minerais da rocha, preservando a textura original, enquanto o último, estilo fissural, é caracterizado por preenchimentos de veios e/ou fraturas, em geral afetando também, de forma pervasiva ou seletivamente pervasiva, a rocha precursora por espessuras mms a cms em ambos os lados dos veios e/ou fraturas.

As assembleias mineralógicas desenvolvidas e as características do processo de alteração hidrotermal em sistemas Cu pórfiro são tipicamente zonadas vertical e lateralmente, como mostrado no exemplo clássico apresentado por Lowell e Guilbert (1970), fato que tem sido extrapolado, com certas adaptações, também para os ambientes epitermais e mesotermiais (e.g., Sillitoe, 2010). Este último autor reconhece em grande escala os seguintes tipos principais de alteração hidrotermal, a partir da zona central mais profunda para o topo destes sistemas: alterações cálcico-sódica, potássica, clorítica-sericítica, sericítica e argílica avançada; alterações clorítica e propilítica, desenvolvidas distalmente em níveis pouco profundos e muito profundos respectivamente (Figura 2.1).

Estas zonas de alteração não são desenvolvidas simultaneamente, observando-se caracteristicamente um padrão de evolução das assembleias minerais, do estado de sulfetação e da acidez dos fluidos envolvidos, conforme discutido a seguir. Um resumo das assembleias mineralógicas características das diferentes zonas de alteração hidrotermal, bem como as respectivas condições físico-químicas de formação e mineralizações associadas é apresentado na Tabela 2.1.

2.3.1 Alteração cálcico - sódica

Esta denominação foi sugerida por Sillitoe (2000) de maneira informal para assembleias com actinolita, actinolita-horblenda, albita ou oligoclásio e magnetita. Representa uma forte alteração alcalina a álcali-cálcica, na qual minerais portadores de sódio e cálcio são formados nos produtos de alteração, enquanto que os minerais com potássio e ferro são eliminados. Relações de reação mais típicas deste tipo de alteração são, por exemplo, plagioclásio rico em sódio substituindo feldspato potássico e minerais de Ca-Fe-Mg substituindo biotita.

Normalmente, este tipo de alteração aparece como produto de um ou mais eventos hidrotermais iniciais nas zonas profundas dos depósitos de Cu pórfiro e em geral encontram-se melhor preservadas nas rochas encaixantes quanto comparadas com as rochas intrusivas, embora esta alteração também caracterize as zonas centrais de alguns *stocks* porfíricos. Pode ser facilmente confundida com a alteração propilítica, bem como pode não ser observada em muitos depósitos, seja pela sua exposição mais superficial, seja pela superimposição de alteração potássica pervasiva, mais tardia.

Em geral, fases sulfetadas não são formadas em quantidades significativas durante esta alteração, conquanto em alguns depósitos de Cu pórfiro ricos em ouro com alteração potássica subordinada, ela também pode hospedar as mineralizações metálicas.

2.3.2 Alteração potássica

Este tipo de alteração forma-se em profundidade e é causada pela interação de fluidos magmáticos residuais altamente salinos (40 - 60 % em peso de eq. NaCl), sob altas temperaturas, em geral entre 450°C a 600 °C. Afeta tanto a rocha intrusiva quanto as suas encaixantes (Pirajno, 2009).

Biotita é o mineral potássico predominante formado em intrusões porfíricas máficas e nas rochas encaixantes, enquanto feldspato potássico torna-se progressivamente o mineral mais abundante em direção às composições mais félsicas. Segundo Einaudi (1996), esta alteração em rochas ígneas félsicas é raramente pervasiva, limitando-se às regiões marginais aos veios e fraturas. As assembleias minerais mais comuns resultantes deste tipo de alteração são feldspato potássico-biotita-quartzo, feldspato potássico-clorita, feldspato potássico-biotita-magnetita, em geral acompanhados por quantidades variáveis de albita, sericita, anidrita, apatita e às vezes rutilo. Sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita geralmente acompanham esta alteração, junto com variedades de quartzo em veios.

É importante mencionar que Titley (1994) argumenta que em rochas encaixantes, originalmente frias, efeitos prógrados e retrógrados devidos às reações exotérmicas e endotérmicas no magma são esperados e que a formação de biotita hidrotermal seria um efeito de condição prógrada durante os estágios iniciais de colocação do pluton. Beane (1974) determinou temperaturas de formação de biotitas hidrotermais, com base nas suas composições químicas, entre 350° e 550°C. Titley e Beane (1981) referen-se aos tipos de alteração denominadas K-silicato ou potássica e indicam que o termo *silicato potássico* não requer adição de potássio para proporcionar biotita + feldspato potássico estáveis, uma vez que são estáveis nas rochas originais; por outro lado o termo *potássica* implica metassomatismo que resulta nas fases típicas dessa alteração.

2.3.3 Alteração clorítica-sericitica

Esta denominação, abreviada para a *alteração SCC* por Sillitoe e Gappe (1984), foi apresentada por Hedenquist *et al.* (1998) e equivale à alteração argílica intermediária de baixa temperatura, conforme definida por Meyer e Hemley (1967). Caracteriza-se particularmente por conferir à rocha alterada um aspecto friável suave e aspecto descolorido ou uma leve coloração verde clara; entretanto é mal definida do ponto de vista mineralógico. Está distribuída nas partes pouco profundas de alguns depósitos de Cu pórfiro, especialmente naqueles ricos em ouro, onde se sobrepõem à alteração potássica prévia.

A mineralogia hidrotermal resulta da transformação parcial e/ou completa de minerais máficos, os quais dão lugar a clorita, enquanto o plagioclásio primário dá lugar a sericita e/ou illita e a magnetita (magmática ou hidrotermal) dá lugar a hematita (martita e/ou especularita). Mais ou menos simultaneamente precipitam sulfetos, principalmente pirita e calcopirita. Calcita aparece em geral como um componente menor, normalmente associada à alteração de plagioclásio para sericita-argila; entretanto em alguns poucos depósitos (e.g. Tiamaro, Santo Niño em Mexico,), este mineral é um dos componentes principais da assembleia hidrotermal.

A superimposição deste tipo de alteração pode causar diminuição nos teores de Cu e/ou Au da zona de alteração potássica. No depósito de Cerro Colorado (Tarapacá, norte de Chile), considera-se, por outro lado, que grande parte do cobre está diretamente relacionada a este tipo de alteração (Bouzari e Clark, 2006).

Figura 2.2: Padrões gerais de zonamento das alterações hidrotermais-mineralizações para depósitos de Cu pórfiro telescopados. (Fonte: Sillitoe, 2010).

2.3.4 Alteração sericítica

Este tipo de alteração foi definido inicialmente como filica por Meyer e Hemley (1967). A assembleia mineral típica consiste de quartzo-sericita-pirita. Esta alteração se superpõe e destrói as alterações potássica e clorítica-sericítica. Sillitoe (2010) divide esta alteração em dois subtipos: uma variedade relativamente precoce, que não é muito freqüente, caracterizada pelo fato da sericita dar cor verde a verde-cinza à rocha hidrotermalizada, e outra, mais tardia, em geral com coloração esbranquiçada.

A variedade precoce localiza-se nas zonas centrais do depósito e hospeda o par calcopirita-bornita, característico de um grau de sulfetação relativamente baixo, e que é comumente o minério mais importante. A variedade branca distribui-se de formas mais variadas, podendo constituir zonas anelares separando núcleos potássicos de *halos* propílicos ou, mais freqüentemente, como substituições aparentes irregulares nas regiões superiores das alterações potássica e clorítica-sericítica.

As zonas com esta última alteração podem também ser mineralizadas, mas quantidades apreciáveis de Cu permanecem em calcopirita e na pirita associada, ou em assembleias de alto grau de sulfetação (pirita-bornita, pirita-calcosita, pirita-covelita, pirita-tenantita e pirita-enargita). Estas assébléias de alto grau de sulfetação são limitadas a este tipo de alteração sericítica e possuem elevados conteúdos de Cu, os quais resultam em enriquecimento hipógeno de difícil diferenciação com enriquecimentos supérgenos posteriores.

2.3.5 Alteração argílica avançada

A alteração argílica avançada situa-se nas partes superiores dos depósitos Cu pórfiro, superpondo-se às alterações potássicas e clorítica-sericítica, formando extensas litocapas (*lithocap*), originadas a partir da interação de fluidos ácidos com rochas vulcânicas, sob influência de fluidos meteóricos (e.g., Tirad, Dizon em Filipinas, Sillitoe e Gappe, 1984). Os fluidos ácidos são formados pela oxidação do H_2S para H_2SO_4 e acarretam a lixiviação plena dos cátions alcalinos, com eliminação completa de feldspatos e silicatos máficos das rochas encaixantes. Quartzo (calcedônia, *vuggy* quartzo) dickita, caolinita, pirofilita, alunita, diásporo são minerais abundantes nesta zona, além de barita e enxofre nativos, estes últimos mais típicos dos estágios finais de alteração (White e Hedenquist, 1995).

É interessante observar que a alteração argílica avançada continua após a finalização dos demais tipos de alteração e nas proximidades das paleosuperfícies, os

estágios tardios podem incluir a atividade de vapores anteriormente aquecidos. Por outro lado, quando a superimposição de sistemas epitermais de alta sulfetação em pórfiros é extrema, a alteração argílica avançada pode levar a eliminação completa das fases silicáticas e sulfetadas cristalizadas em estágios de alteração anteriores, restando preservados somente *stockworks* de veios de quartzo estéreis (Sillitoe, 2000).

Nas assembleias minerais, pirita (10-20%) é acompanhada de calcedônia ou quartzo-alunita; enargita-luzonita substituem sulfetos de ferro prévios; pirita-covelita, pirita-calcocita e pirita-bornita (assembleias de alta sulfetação) tendem a aumentar em quantidade pelo consumo de pirita-enargita-luzonita precipitadas anteriormente nas zonas basais da alteração, onde pirofilita e/ou dickita predominam em relação ao par quartzo-alunita.

2.3.6 Alteração propilítica

Este tipo de alteração constitui halos externos periféricos às zonas de alteração potássica, geralmente desenvolvidos nas rochas encaixantes podendo também estar associada à colocação de rochas intrusivas tardias (*stocks* porfíricos de mineralização tardia) (Sillitoe, 2010). Caracteriza-se pela adição de H_2O , CO_2 e localmente S, com pouco metassomatismo de H^+ e, principalmente, pelo desenvolvimento de minerais portadores de cálcio e magnésio em rochas ígneas por rearranjo dos componentes originais.

Os minerais característicos são clorita, epidoto e carbonatos, albita, feldspato potássico e pirita. Em algumas ocorrências de Cu pórfiro, sericita, óxidos de Fe, montmorillonita e zeólitas também podem estar presentes. Esta alteração em geral necessita de quantidades relativamente menores de água para se desenvolver e, assim, Berger e Velde (1992) argumentam que são utilizados predominantemente os fluidos situados nos poros das rochas, remobilizados com auxílio da calor dissipado da intrusão. Minerais de cobre hipógenos não são comuns nas assembleias minerais típicas.

Tabela 2. 1: Principais características dos tipos de alteração hidrotermal em depósitos Cu pórfiro com base em Lowell e Guilbert, 1970, Meyer e Hemley (1967), Pirajno (2009) e Redd (1997) entre outros.

Nome	Assembleia mineralógica	Temperatura	Condições de pH	Minerais Metálicos
Alteração potássica	K-feldspato em vênulas finas e/ou na matriz intercrescido com quartzo granular-mosaico. Biotita alterando minerais ferromagnesianos prévios. Minerais acessórios: quartzo, magnetita, sericita, clorita. Também ocorrem flogopita com anidrita, gipsita, illita e clorita.	Alta temperatura: 400° a 800°C. Alteração seletiva e penetrativa. Em vênulas: 350°-400°C -biotita 300°-350°C - K-feldspato.	Neutro a alcalino	Calcopirita-bornita-pirita. Traços de molibdenio. Pirita (ca. 1 %) Proporção py/ccp=3/1
Alteração propilítica	Clorita-epidoto ± albita, calcita, pirita. Clorita altera ferromagnesianos prévios (piroxênio-anfibólio) e biotita primária e/ou secundária. Acessórios: quartzo, magnetita, illita. Corresponde a halo gradacional e distal da alteração potássica (prógrada); Ocorrem actinolita-biotita no contacto com a zona potássica; Actinolita-epidoto na zona propilítica. Nas zonas mais distais: epidoto-clorita-albita-carbonatos gradando a clorita-zeólita.	Temperatura baixa: 200°-250°C. Actinolita (280°- 300°C) indica zona de alteração propilítica interior	Neutro a Alcalino (7 a 9). Aumenta a fugacidade de enxofre.	Magnetita-hematita-pirita-galena-esfalerita. Anel mineralizado externo à zona propilítica: vetas de esfalerita, galena, calcopirita, Au, Ag e pirita.
Alteração sericítica	Natureza penetrativa. A associação mineralógica cuarzo-sericita tende a destruir a textura primária da rocha afetada por esta alteração. Acessórios: clorita, illita e pirita. Acima de 450°C: corindon-sericita-andalusita. Em ambientes ricos em Na: paragonita	Temperatura acima de 250°C: sericita. Temperaturas mais baixas: illita (200°- 250°C) ou illita-smectita (100°- 200°C).	5 a 7 (Neutro a ácido). Alta fugacidade de enxofre.	Pirita-calcopirita-molibdeno-bornita-calcosita-covelina-esfalerita-galena-enargita-tennantita-tetrahedrita 10% de pirita Proporção py/ccp=12/1
Alteração argílica	Argilominerais (caolinita)-quartzo. A caolinita altera plagioclásios prévios e, por vezes, K-feldspato e sericita.	A caolinita forma-se a temperaturas abaixo de 300°C.	Ácido. Alunita para pH entre 3 e 4.	Pirita-calcopirita-bornita-molibdeno-tenantita-esfalerita-galena-enargita-calcosita. Pirita dominante. Proporção py/ccp=23/1
Alteração argílica avançada (zona superior alta)	Quartzo residual (textura oquerosa) ± alunita, jarosita, caolinita pirofilita, pirita. Alteração altamente destrutiva. Os minerais residuais definem estrutura esquelética.	Ampla intervalo de temperatura. Acima de 350°C: andalusita	Ácido. Entre 1 e 3.5 Caolinita em pH ≤ 2; acima de 2: alunita.	Enargita-pirita Menor Au e Ag.

2.4 Inclusões fluídas

A caracterização e os métodos envolvidos no estudo das inclusões fluídas, bem como as bases para a interpretação dos resultados obtidos por meio de análises microtermométricas, são discutidos detalhadamente em Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985) e Goldstein e Reynolds (1994). As considerações abaixo foram baseadas principalmente nos trabalhos desses autores.

As inclusões fluídas representam pequenas porções de fluidos que eventualmente foram aprisionados nas irregularidades presentes durante a cristalização de um mineral (inclusões primárias) ou por processos posteriores a sua formação (inclusões secundárias). Desse modo, as inclusões primárias representam fluidos originais presentes durante a formação do mineral hospedeiro, enquanto que as inclusões secundárias contêm fluidos aprisionados em épocas posteriores, principalmente por meio de cicatrização de microfraturas desenvolvidas após a cristalização do mineral hospedeiro.

Em depósitos minerais as inclusões fluídas podem ocorrer tanto nos minerais de minério quanto nos minerais de ganga, sendo importantes para a caracterização dos fluidos mineralizantes e das condições de deposição do minério. Assim, depois de um estudo petrográfico detalhado de inclusões fluídas, são realizadas análises microtermométricas que podem permitir a reconstituição das condições físico-químicas presentes durante a formação dos minerais, bem como a caracterização da composição química dos fluidos envolvidos.

2.4.1 Forma e tamanho

As inclusões podem ter formas irregulares, ovais ou esféricas, mas também isométricas, tubulares, alargadas e com bordas retilíneas como cubos, prismas e pirâmides ("*cristais negativos*"), estas últimas podendo espelhar a estrutura cristalina dos minerais que as contêm. Elas podem ocorrer isoladas, constituindo grupos distribuídos aleatoriamente no interior dos cristais, em zonas ou alinhamentos ao longo de superfícies ou planos de crescimento e/ou fraturas e/ou clivagens do cristal. Os minerais que precipitam tardiamente, a partir do fluido original capturado (*minerais de saturação* ou *daughter minerals*, cf. Pirajno, 2009), mais comuns que podem ocorrer nas inclusões fluídas são: halita, silvita, magnetita, anidrita, calcopirita e pirita, que podem ser identificados por suas características ópticas ou cristalográficas ou, alternativamente, por técnicas de microanálise. Ocasionalmente, também podem englobar minerais primários aprisionados.

A grande maioria das inclusões fluidas possui dimensões lineares entre 1 a 20 μm nos minerais com dimensões de poucos milímetros. Por outro lado, minerais com dimensões maiores, que não sofreram a ação de esforços tectônicos ou metamórficos, podem conter inclusões de até 50 μm . Minerais idiomórficos presentes em cavidades de rocha, mesmo de dimensões milimétricas, podem apresentar inclusões que ultrapassam os 100 μm lineares. Em princípio, as inclusões fluidas podem ter dimensões que decrescem continuamente até o limite de um simples deslocamento atômico ou molecular do cristal (Roedder e Bodnar, 1997).

2.4.2 Classificação de inclusões fluidas

Varias classificações já foram propostas para as inclusões fluidas. Nash (1976) apresentou uma classificação com base na composição das inclusões fluidas, destacando quatro tipos (Figura 2.3):

- Tipo I: de salinidade moderada, com uma fase líquida e outra de vapor, o qual pode possuir diferentes proporções volumétricas dependendo da temperatura de aprisionamento;
- Tipo II: inclusões ricas em gás (>60% vol.), indicativas de processo de *boiling*, especialmente quando coexistem com as de tipo I;
- Tipo III: com salinidade alta, podendo conter pequenos cristais cúbicos de halita, por vezes associados com cristais de silvita, anidrita, pirita, hematita e calcopirita entre outros;
- Tipo IV: caracterizadas especificamente pelo alto conteúdo de CO_2 .

Figura 2.3: Representação esquemática da tipologia de inclusões fluidas, classificadas de acordo com a sua composição. Fonte: Nash (1976). L: líquido, V: vapor; LCO₂: líquido CO₂.

Roedder (1984) classificou as inclusões fluidas considerando a época da sua formação em relação à do mineral hospedeiro, critério empregado de forma mais ampla na literatura. De acordo com o autor, tem-se (Figura 2.4 A):

- Inclusões fluidas primárias: aquelas aprisionadas durante o crescimento do cristal, sendo que não têm nenhuma relação com quaisquer estruturas que permitam fuga ou entrada de fluido. Estas são as mais representativas das condições termodinâmicas no momento do aprisionamento. São caracterizadas por ocorrer isoladas ou seguindo padrões cristalográficos;
- Inclusões fluidas secundárias: aquelas aprisionadas depois do crescimento do cristal, ocorrendo em zonas de fraturas cicatrizadas ou abertas, e, por esse motivo, não fornecem informações sobre as condições de formação do cristal, apenas de eventos posteriores;
- Inclusões fluidas pseudo-secundárias: aquelas aprisionadas quando as fraturas e sua cicatrização ocorreram simultaneamente ao crescimento do cristal. Ocorrem em alinhamentos ao longo de planos de fraturas cicatrizadas internas ao cristal, e não mostram relação com estruturas que poderiam permitir a fuga dos fluidos capturados.

Figura 2.4: Representação esquemática de tipos de inclusões fluidas. A: Inclusões em um cristal de quartzo, primárias (P), secundárias (S) e pseudo-secundárias (PS). B: Classificação de inclusões observadas em temperatura ambiente. Fonte: Pirajno (2009, modificado de Shepherd *et al.* 1985).

Mais recentemente, Pirajno (2009), baseado na classificação de Shepherd *et al.* (1985), divide as inclusões fluidas em seis tipos (Figura 2.4 B):

- Tipo I: monofásicas, completamente preenchidas com líquido (L);
- Tipo II: bifásicas, preenchidas com uma fase líquida e uma pequena proporção de fase de vapor (L+V);
- Tipo III: bifásicas, mas com fase vapor dominante, ocupando mais do 50% do volume (V+L);
- Tipo IV: monofásica, completamente preenchida com fase de vapor de baixa densidade (geralmente mistura de H₂O, CH₄, CO₂);
- Tipo V: multifásica, com fases sólidas cristalinas (S+L+/-V) conhecidas como minerais de saturação. Estes sólidos são comumente halita (NaCl) e silvita (KCl), mas diversos outros minerais podem ocorrer, incluindo sulfetos;
- Tipo VI: bifásica, contendo dois líquidos imiscíveis, geralmente um rico em H₂O e outro rico em CO₂ (L1+L2+/-V).

No caso específico dos depósitos Cu pórfiro Beane e Bodnar (1995) propuseram a seguinte classificação para as inclusões fluidas:

- Tipo I: inclusões fluidas bifásicas ricas em líquido com salinidades frequentemente baixas (5 a 15% em peso de NaCl eq.) podendo chegar até 25 % em peso de NaCl eq. e fase vapor <30% do volume da inclusão. Um ou mais minerais opacos de saturação ou mais raramente pequenas fases birrefringentes podem estar presentes.
- Tipo II: inclusões fluidas bifásicas com grande proporção volumétrica da fase vapor. Pode estar presente um pequeno mineral opaco de saturação.
- Tipo III: inclusões contendo cristais de halita além de líquido e vapor. Também podem ocorrer silvita, anidrita, calcopirita, pirita, magnetita, hematita, além de uma variedade de minerais silicáticos e outras fases. É importante a presença de calcopirita como mineral de saturação provando a presença de Cu nos fluidos hidrotermais.

2.4.3 Método microtermométrico: premissas e dados fornecidos

Os estudos microtermométricos se fundamentam em medidas de temperaturas de mudança de fases dos fluidos presentes nas inclusões, quando são submetidas a processos de resfriamento e/ou aquecimento.

A atribuição de significado aos valores medidos e as interpretações decorrentes dependem, entretanto, de duas premissas fundamentais (Roedder, 1981 e Shepherd *et al.*, 1985 entre outros): o fluido aprisionado é representativo das soluções presentes durante a

formação do mineral hospedeiro (1) e, uma vez aprisionado na cavidade da inclusão, supostamente isolada e quimicamente inerte, as propriedades físico-químicas do fluido permaneceram constantes (2).

Observadas estas premissas, o estudo e as determinações microtermométricas das inclusões fluidas têm sido aplicados extensivamente como geotermômetros, gerando parte significativa das informações relativas às temperaturas associadas aos processos de formação de depósitos minerais. Os dados mais comuns que podem ser obtidos a partir da microtermometria de inclusões fluidas são:

1. Temperatura do ponto eutético do sistema químico, que fornece dados sobre a composição química dos solutos;
2. Temperatura de fusão do gelo, que permite calcular a salinidade total do fluido em inclusões sem cristais de saturação, no caso de sistemas pouco salinos;
3. Temperatura de fusão de *clatratos* (hidratos de CO_2 , CH_4 , etc.), que permite identificar a presença de alguns gases nas inclusões, bem como determinar a salinidade de inclusões com esses componentes voláteis;
4. Temperatura de fusão da hidrohálita, que permite determinar a salinidade, no caso de sistemas com salinidades intermediárias. CaCl_2 relativa à de NaCl no sistema;
5. Temperatura de dissolução de cristais de saturação (*daughter crystals*), que permite calcular a salinidade no caso de sistemas de salinidades elevadas;
6. Temperatura de homogeneização que, aliado aos outros parâmetros, pode permitir a determinação das densidades dos fluidos e das condições de pressão e temperatura quando do aprisionamento da inclusão.

Estas possibilidades metodológicas são brevemente detalhadas a seguir:

2.4.3.1 Temperatura do ponto eutético das soluções aquosas (TE)

As TEs das soluções são medidas em inclusões com uma fase aquosa e certa quantidade de sais dissolvidos. Esta temperatura fornece indicações sobre os tipos de íons presentes na solução e a sua medida corresponde ao aparecimento da primeira gota de líquido após o aquecimento natural da solução congelada.

2.4.3.2 Temperatura de fusão do gelo (Tfg)

Em sistemas compostos por água pura a Tfg ocorre a $0,015\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985). No entanto, a presença comum de íons de Ca^{2+} , Cl^- , Na^+ , K^+ , Mg^{2+} causa decréscimo na Tfg. Assim a sua determinação permite estimar a salinidade da

solução aquosa, que é expressa em termos equivalentes a porcentagem em peso de NaCl (eq. NaCl), o composto mais comum em inclusões naturais.

As medidas são feitas após o congelamento total das soluções. Deve-se evitar congelamentos rápidos, pois a mudança pode ocorrer em temperaturas inferiores às reais devido à meta-estabilidade no sistema.

2.4.3.3 Temperatura de fusão do CO₂ (TfCO₂)

Quando CO₂ está presente nas inclusões, essa temperatura permite determinar se existem outros voláteis associados, ou seja, o seu grau de pureza. Assim, quando a fase de CO₂ é pura, a fusão ocorre à temperatura de -56,6 °C (ponto triplo do CO₂ puro). Quando existem outros voláteis misturados a Tf_{CO₂} obtida será inferior e quanto maior for a proporção de componentes dissolvidos, menor será a temperatura de fusão.

Cabe salientar que voláteis como CH₄ e N₂ com pontos triplos de -182°C e -210°C respectivamente não podem ser detectados devido ao limite inferior de temperatura alcançado com o equipamento (-180°C). Entretanto, a presença destes compostos pode ser inferida através de suas temperaturas de homogeneização, que podem ocorrer a -82,1 °C para o CH₄ e a -147 °C para o N₂ que representam os pontos críticos destes voláteis (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985). Nesses casos, a utilização da espectrometria micro-Raman é fundamental para identificar precisamente os componentes voláteis que ocorrem associados ao CO₂.

2.4.3.4 Temperatura de fusão de clatratos (TfCl)

Os clatratos são substâncias que cristalizam durante o resfriamento através da reação das moléculas de H₂O com as de outros voláteis como CH₄, CO₂, *etc.* que são aprisionadas nas cavidades da rede cristalina expandida do gelo.

Em um sistema H₂O+CO₂+sais em solução, a formula do clatrato ideal será CO₂.5,75 H₂O. (Fuzikawa,1985; Roedder, 1984). Assim, quando ocorre a formação de clatratos, a fase aquosa restante terá sua salinidade aumentada, uma vez que os íons não entram na composição dessa substância, tornando-se impossível sua medida diretamente pela temperatura de fusão do gelo devido ao fato de que esta temperatura apresenta valores inferiores aos reais em função da ligação entre CO₂ e H₂O.

Collins (1979) propôs, nesses casos, a determinação da salinidade mediante a utilização de diagramas de fase relativos ao sistema H₂O + CO₂ + NaCl, sendo seus resultados

expressos em equivalentes à porcentagem em peso de NaCl. De acordo com este autor, os clatratos podem ser identificados quando, após a fusão do gelo, ainda ocorrem deformações nos limites da fase CO₂, ou quando existem rugosidades na interface água/CO₂. A fusão desse componente, que permite determinar a salinidade, pode ser vista quando ocorre o arredondamento da bolha com o aquecimento posterior. Como esta mudança muitas vezes não é nítida, Goldstein e Reynolds (1994) propuseram um resfriamento cíclico. Esse processo baseia-se em anotar a temperatura na qual a bolha parece ter voltado à forma natural ou próxima a ela, e nesse ponto é submetida a um leve resfriamento; se com esse procedimento a bolha é deformada novamente significa que o clatrato ainda está presente. Para conseguir a dissolução deixa-se a temperatura chegar um valor levemente superior à atingida anteriormente e novamente resfria-se levemente. Se a bolha não é mais deformada significa que a dissolução do clatrato ocorreu dentro do intervalo de temperatura considerado, caso contrário o processo é repetido.

Quando minerais de saturação estão presentes, as temperaturas em que se dissolvem dão dados mais precisos sobre a salinidade (Roedder, 1984; Shepherd *et al.*, 1985). Com os dados de T_{fg}, T_{fCl} e temperatura de dissolução dos sais quando houver, a utilização de equações de estado e diagramas apropriados pode-se determinar a composição química das soluções aquosas e as porcentagens de sais dissolvidas (Collins, 1979).

2.4.3.5 Temperatura de homogeneização total (T_{htot})

É a temperatura em que ocorre a passagem das fases líquida e vapor para uma única fase, que pode ser constituída por líquido, vapor ou ainda um fluido supercrítico. Em sistemas aquosos e aquo-carbônicos pode ocorrer: expansão da bolha de gás ou vapor (1), diminuição da bolha de gás ou vapor (2) e desaparecimento do menisco que separa as duas fases no caso de homogeneização crítica (3).

A temperatura de homogeneização geral (T_h) é quase sempre considerada como a temperatura mínima em que foi aprisionada a inclusão fluida, desde que o aprisionamento tenha ocorrido a partir de um fluido homogêneo. A temperatura de aprisionamento (T_t) será sempre igual ou maior que a temperatura de homogeneização e representa a temperatura do fluido no momento do aprisionamento. A diferença entre T_h e T_t é denominada *correção de pressão*, embora represente de fato uma *correção de temperatura* (Roedder e Bodnar, 1997, cf. Figura 2.5). No caso de uma inclusão ter sido aprisionada a partir de fluidos originalmente imiscíveis a T_h será igual a T_t e portanto a correção não será necessária.

Imiscibilidade é um termo geral utilizado em sentido amplo para descrever a coexistência em equilíbrio de duas ou mais fases fluidas (e.g. H_2O líquido + H_2O vapor; H_2O líquido + CO_2 líquido ou gás, etc.). Embora o termo *boiling* tenha sido amplamente utilizado na literatura para indicar a imiscibilidade, Roedder (1984) utiliza duas denominações diferentes para esse processo dependendo das composições das fases fluidas em equilíbrio (*boiling* e efervescência). O *boiling* ocorre quando as bolhas da fase menos densa consistem de vapor do próprio líquido (e.g. H_2O líquido + vapor de H_2O); efervescência ocorre quando a fase menos densa consiste de constituintes gasosos presentes na solução (e.g. H_2O líquido + CO_2)

Na Figura 2.5 ilustra-se a diferença entre T_h e T_t (correção de pressão), quando as inclusões fluidas são formadas a partir de um sistema homogêneo de fluidos.

Em situações onde ocorrem minerais de saturação deve ser medida a temperatura de homogeneização total por médio de sua dissolução, caso ocorra após a homogeneização das fases fluídas.

Figura 2.5: Diagrama de fases P-T da água, mostrando a diferença entre temperatura de homogeneização (T_h) para o líquido e a temperatura de aprisionamento (T_t) de uma inclusão com uma correção de pressão entre P_t - P_h . Observa-se que uma inclusão fluida aprisionada a partir de um líquido homogêneo, no campo de líquido do diagrama, com o resfriamento segue uma trajetória segundo a isócora (linha de igual volume), representativa da densidade do fluido, até atingir a curva líquido-vapor. Quando atinge essa curva, desenvolve uma fase vapor que aumenta de volume gradualmente com o posterior decréscimo da temperatura. Fonte: Velasco (2012).

2.4.4 Aplicações do estudo de inclusões fluidas em prospecção

O estudo das inclusões fluidas é fonte fundamental para a obtenção de informações relativas aos ambientes mineralizados, dos quais provêm as amostras de interesse. Frequentemente auxiliam a identificar o tipo do sistema hidrotermal que está sendo estudado e a localização das amostras dentro desse sistema hidrotermal. No entanto, elas não podem ser usadas para determinar a viabilidade econômica de um depósito mineralizado, uma vez que a potencialidade de uma área pesquisada depende, naturalmente, de fatores geológicos e econômicos adicionais. As inclusões fluidas só podem ajudar diretamente na investigação de parte do sistema hidrotermal onde a mineralização é mais provável de ter acontecido.

Wilkinson *et al.* (2001) sustenta que o uso mais imediato das inclusões fluidas para fins de prospecção é baseado no estabelecimento empírico da relação entre certas propriedades microtermométricas e características-chave das mineralizações de interesse econômico. Assim, os intervalos genéricos de temperatura ou salinidades poderiam ser considerados como: guias na determinação de uma tipologia ou subtipologia de jazidas minerais (1) ou como evidência de um ambiente hidrotermal permissivo para mineralizações econômicas (2). Neste panorama, a determinação tipológica dos depósitos minerais, a petrografia e a microtermometria das inclusões fluidas resultam em informações qualitativas muito importantes.

Um exemplo clássico da utilização do estudo de inclusões fluidas na prospecção é dado por Roedder e Bodnar (1997) para a distinção entre ambientes porfiríticos e epitermais.

As alterações características associadas com depósitos epitermais e de metais preciosos são muitas vezes similares às zonas periféricas propíliticas dos depósitos de Cu pórfiro, pois as assembleias minerais observadas em ambos os casos são caracterizadas pela presença de albita, epidoto, calcita e quartzo. Entretanto, estes autores demonstram que as inclusões fluidas representativas destes dois ambientes são bem diferentes, propiciando a sua distinção. Assim, em ambientes epitermais, as inclusões geralmente apresentam baixa salinidade (<5% peso NaCl eq.) e homogeneizam a temperaturas inferiores a ca. 275°C, sendo comuns os processos de *boiling*, enquanto que, no caso de zonas propíliticas de depósitos de Cu pórfiro, ocorrem inclusões com salinidade frequentemente moderada (10-20 % peso NaCl eq.), que podem homogeneizar em temperaturas acima de 350°C, sendo que processos de *boiling* quase nunca são identificados. Desta forma, de acordo com os autores, a presença de inclusões aprisionadas

de soluções em ebulição poderia sugerir um ambiente epitermal propício para ouro quando as salinidades forem baixas e a temperatura de homogeneização for inferior a 275 °C.

2.5 A jazida de Cuajone

Nesta seção apresenta-se um sumário das características fisiográficas e geológicas regionais e locais da Jazida de Cuajone, que embasam os capítulos seguintes.

2.5.1 Geomorfologia regional

A paisagem regional da região de Cuajone é dominada por um conjunto de vertentes íngremes de montanhas, pedimentos aluviais de rocha fraturada ou peneplanos e planícies aluviais atravessadas pelos sistemas fluviais bem espaçados de Moquegua e Locumba e seus principais tributários, estes alimentados pelo derretimento da neve presente nas regiões mais elevadas da cordilheira andina.

Bellido (1979) reconheceu quatro “terrenos” ou domínios geomorfológicos principais com base na topografia:

- 1 Cordillera de la Costa (*Cordilheira da Costa*), representada por uma seqüência de montanhas com elevações aproximadas de 1000 a 1800 m acima do nível do mar;
- 2 Llanuras Costanera (*Planícies Costeiras*), um terreno de relevo moderado e inclinação nordeste, com altitudes entre 350 e 3000 m acima do nível do mar no limite com a cordilheira da Costa e com a Pre-Cordilheira;
- 3 Pre-Cordillera (*Pré-Cordilheira* ou *Flanco Andino*), um terreno subplanar com altitudes aproximadas de 4000 m, onde o limite com as planícies costeiras é bem marcado;
- 4 Cordillera Occidental (*Cordilheira Ocidental* ou *Cadeia de Cones Vulcânicos*), na qual as altitudes são dominadas por estrato-vulcões, alcançando elevações superiores a 5.800 m acima do nível do mar, como por exemplo o vulcão Tutupaca (Figura 2.6).

Uma revisão mais detalhada destes terrenos é apresentada por Goyzueta (2008). Destaca-se que os nomes colocados entre parêntesis são considerados equivalentes aos nomes dados sugeridos por Bellido (1979).

Figura 2.6: Representação esquemática das principais unidades geomorfológicas da área de estudo. Fonte: Clark *et al.* (1990b).

2.5.2 Geologia Regional

Uma síntese detalhada do estado do conhecimento sobre as unidades geológicas e a estratigrafia regional da área de Cuajone é apresentada por Goyzueta (2008), com base nos trabalhos de Bellido (1979), Clark *et al.* (1990b) e no relatório interno de Concha e Valle (1999). Na Tabela 2.2. resume-se os principais eventos geológicos que importam para a geologia da região e sua cronologia simplificada.

Na sequência estratigráfica, da base para o topo, aparecem as unidades:

- *Formação Chocolate*, que corresponde a uma sequência vulcano-sedimentar do Jurássico Inferior;
- *Grupo Toquepala*, formado por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas diversas intercaladas com conglomerados e arenitos continentais, com idades do Cretáceo Superior ao Terciário Inferior. As unidades superiores do Grupo Toquepala (Formações Paralaque e Quellaveco) encontram-se presentes nas áreas das minas Cuajone, Toquepala e Quellaveco;
- *Formação Moquegua* composta essencialmente por rochas sedimentares acompanhadas de arenitos tufáceos e tufo depositada no Terciário Médio;
- *Formações Huayllillas e Chuntacala* constituídas por tufo e aglomerados de composições andesíticas, traquíticas e riolíticas do Mioceno;

- *Formação Barroso*, corresponde essencialmente à Cadeia de Cones Vulcânicos ou Cordilheira dos Andes e é composta por tufos e lavas de composições andesitas, dacíticas e traquíticas, do Plioceno Inferior a Pleistoceno;
- *Depósitos Aluvionares*, constituídos por depósitos aluvionares, coluvionares e fluviais de *pie de monte* (Figura 2.6).

Tabela 2.2: Principais eventos geológicos regionais da zona de estudo. Fonte: Clark *et al.* (1990b).

Evento geológico	
Plioceno	Desenvolvimento de estrato-vulcões do Grupo Barroso ($\leq 5,3$ Ma) Formação Capillune, sedimentação e vulcanismo subordinado.
Mioceno	Formação Sencca, erupção de ignimbritos (ca. $6,5 \pm 3$ Ma) Formação Maure, sedimentação nas bacias de alta cordilheira. Formação Chuntacala, vulcanismo félsico associado à sedimentação clástica ($14,2 \pm 0,4 - 8,9 \pm 0,6$ Ma). Erupção de ignimbritos jovens associados à Formação Huaylillas ($18,6 \pm 0,3 - 18,3 \pm 0,3$ Ma) Colocação dos principais ignimbritos iniciais da Formação Huaylillas ($\leq 22,8 \pm 0,7$ Ma)
Oligoceno	Erupção de fluxos de ignimbritos ($\leq 29 \pm 0,2$ Ma) e deposição de horizontes de conglomerados na parte superior da Formação Moquegua. Acumulação de clastos finos e evaporitos da Formação Moquegua ($? \leq 45 - 50$ Ma)
Eoceno	Mineralização hipógena: Toquepala ca. 57 Ma; Quellaveco, ca. 56 Ma; Cuajone ca. 52 Ma.
Paleoceno	Fases finais do vulcanismo subaéreo do Grupo Toquepala (ca. 59 Ma) Intrusão de plutons graníticos do Batólito Costeiro (ca $58,7 - 65,5$ Ma)

As rochas intrusivas que afloram na região constituem parte do extenso Batólito Costeiro do Perú, o qual foi subdividido estruturalmente em quatro segmentos, denominados Piura, Trujillo, Lima e Arequipa (Cobbing e Pitcher, 1972). Mais recentemente, Pitcher *et al.* (1985) incluíram os plutons que estão expostos nas regiões das minas Toquepala, Quellaveco e Cuajone (os denominados plutons precursores) dentro do Segmento Toquepala.

A colocação de *stocks* mais jovens, com idades entre 50 e 60 Ma, é a principal responsável pela mineralização de Cu pórfiro, como demonstrado no caso das jazidas de Toquepala, Quellaveco, Cuajone e Cerro Verde. De fato, como descrito por Zweng e Clark

(1995), nas regiões das jazidas de Toquepala e Cuajone, estes plútons são intrusivos e cortam todos os membros dos Vulcânicos Paralaque e Quellaveco do Grupo Toquepala.

2.5.3 Geologia local

Até o presente são poucos os trabalhos que descrevem com algum detalhe a geologia do depósito de Cuajone, destacando-se entre eles os de Manrique e Plazolles (1975), Satchwell (1983) e Clark *et al.* (1990b). Goyzueta (2008), com base em relatório interno de Concha e Valle (1999), fornecido pela *Southern Perú Corporation*, e nos trabalhos citados, apresenta uma revisão atualizada da geologia local da mina (Figuras 2.7 e 2.8). Nesse trabalho as rochas que afloram foram classificadas, por simplicidade e praticidade, em rochas pré-mineralização, mineralizadas e pós-mineralização.

As rochas **pré-mineralização** são as mais antigas que afloram na área e incluem essencialmente andesitos basálticos, riólitos e doleritos (diabásios) do Grupo Toquepala, com idades de cristalização entre 59 e 70 Ma (Bellido e Guevara, 1963). Os andesitos basálticos representam a unidade basal da seqüência vulcânica, com estruturas maciças, colorações cinza-esverdeadas a pretas e texturas afaníticas ou porfíricas com matriz inequigranular holocristalina fina. Atualmente, os andesitos basálticos são considerados como parte dos derrames de lavas do denominado Vulcânico Paralaque, do Grupo Toquepala (Bellido, 1979). Os riólitos formam derrames mais jovens sobrepostos de forma discordante e são incluídos no Vulcânico Quellaveco (Manrique e Plazolles, 1975). Os riólitos são rochas com cores cinza rosácea a esbranquiçadas, com abundantes fenocristais eudrais de quartzo em matriz afanítica. O denominado “dolerito” (Manrique e Plazolles, 1975), assim caracterizado pela sua textura com granulação algo mais grossa, foi erodido na zona de jazida, mas existem afloramentos a ca. 2.5 km para W (Concha e Valle, 1999).

As rochas **intrusivas** correspondem principalmente a dioritos e latitos pórfiros. Os dioritos, assim como o “dolerito”, não afloram na zona mineralizada, ocorrendo apenas a aproximadamente a 2 km a oeste de Cuajone. Ambas estas rochas cortam os andesitos basálticos e toda a seqüência do Grupo Toquepala. Determinações radiométricas absolutas pelo método K/Ar das rochas dioríticas resultaram em uma idade de 67 ± 2 Ma (Park, 1998), indicando que estas rochas dioríticas estão relacionadas ao magmatismo plutônico “precursor” que construiu o Batólito Costeiro do Perú.

Figura 2.7: Geologia local da Jazida Cuajone de acordo com Concha e Valle (1999). Fonte: Goyzueta (2008)

ERA	PERIODO	ÉPOCA		IDADE GEOCRONOLÓGICA (Ma)	UNIDADE LITOESTRATIGRAFICA	LITOLOGIA E ESPESSURA (m)		FASE TECTÔNICA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		<1	ALUVIAL		DEPOSITO ALUVIAL,	QUECHUA II-III	
	NEOGENO	PLEISTOCENO	SUPERIOR	4. PERIODO EROSIVO		ANDESITO PÓRFIRO (20.0)			
			MEDIO			AGLOMERADO SUPERIOR (50.0)			
			INFERIOR			TUFO SUPERIOR (30.0)			
		PLIOCENO	SUPERIOR	AGLOMERADO INFERIOR (90.0)					
			INFERIOR	TUFO INFERIOR (90.0)					
		MIOCENO	SUPERIOR	11	FORMAÇÃO CHUNTACALA	TUFO CRISTAL (120.0)			
			MEDIO	16		4. PERIODO EROSIVO ---			CONGLOMERADO BASAL (32.0)
						AGLOMERADO TUFÁCEO (20.0)			
	PALEOCENO	OLIGOCENO		23	FORMAÇÃO HUAYLILLAS	AGLOMERADO GRIS (35.0)	QUECHUA I		
		EOCENO		37		CONGLOMERADO AMARILLO/VERDE(15.0)			
		PALEOCENO		53		CONGLOMERADO TRAQUITICO (15.0)			
	MESOZOICO	CRETÁCEO	SUPERIOR		65	GRUPO TOQUEPALA	4. PERIODO EROSIVO	TUFO BRANCO (30.0)	INCA I
VOL. QUEL LAVE CO			VOLCANICO PARALAUQUE (?)		DOLERITA TOQUEPALA (230.0)				
					RIOLITO PÓRFIRO (370.0)				
				100			ANDESITO BASÁLTICO (>800.0)		

Segundo Concha e Valle (1999) os *latitos pórfiros*, **as rochas sin-mineralização**, constituem o principal corpo intrusivo de Cuajone. Idades radiométricas obtidas com o método K/Ar resultaram entre 52 e 57 Ma (Beckinsale *et al.* 1985; Clark *et al.* 1990a; Park, 1998). Entretanto, os estudos petrográficos realizados por Goyzueta (2008) na cava da jazida demonstram que estes denominados latitos pórfiros, incluem variedades tanto extrusivas (quartzo latitos) quanto intrusivas, estas últimas de fato constituintes da intrusão central do depósito, que incluem variedades de micro-monzonitos e monzogranitos pórfiros (denominados Pórfiros I), leuco micro-quartzodioritos a micro-tonalitos pórfiros (Pórfiros II), microgranodiorito pórfiro, microtonalito pórfiro e microgranodiorito a microtonalito pórfiro.

Adicionalmente, Concha e Valle (1999) identificaram três episódios magmáticos contrastados, sendo que o primeiro deles foi associado diretamente com a mineralização de Cu-Mo, resultando em rochas intrusivas e encaixantes com alteração e mineralização marcadas. O segundo evento foi considerado responsável pela colocação do denominado "latito estéril" (*barren latite porphyry*), que, conquanto mineralizado nessa época, não apresentava teores economicamente interessantes, mas que atualmente é explorado devido ao aumento do preço do cobre no mercado internacional. O terceiro evento magmático, o mais recente, está representado por um corpo intrusivo situado a noroeste dos corpos anteriores (fora da cava), que é formado por rochas fracamente alteradas e com baixos teores de cobre.

Uma série de brechas magmáticas e diques foram interpretados como associados à colocação dos latitos pórfiros relacionados ao segundo evento magmático. Estas rochas afloram em zonas de contato entre as rochas magmáticas, concentrando-se algumas vezes em zonas de falhas e fraturas.

As rochas **pós-mineralização** correspondem às fases vulcânicas das Formações Huaylillas e Chuntacala. A formação Huaylillas aflora em partes da zona sul e sudeste da cava e na vertente norte do rio Torata. Apresentam idades K/Ar de $22,8 \pm 0,7$ Ma (Tosdal *et al.*, 1981). Na área da mina, foram descritas as seguintes unidades da base para o topo: *Conglomerado Riolítico*, *Tufo Salmón*, *Vitrófiros*, *Traquitos*, *Tufo Branco*, *Conglomerado Traquítico*, *Conglomerado Verde e Amarelo*, *Aglomerado Cinzento*, *Aglomerado Tufáceo* e *Conglomerado Basal* (Figura 2.8).

Após uma seqüência erosiva múltipla, que originou um amplo vale entre os atuais vales de Chuntacala e Torata, iniciou-se há ca. $13,1 \pm 0,4$ Ma a deposição de uma sucessão de tufos de cinzas, aglomerados vulcânicos e fluxos vulcânico-glaciais pouco consolidados que constituem a Formação Chuntacala (Tosdal *et al.*, 1981). Na região da mina, foi caracterizada a seguinte seqüência de rochas, da base ao topo: *Tufo Cristal*, *Tufo Inferior*,

Aglomerado Inferior, Tufo Superior, Aglomerado Superior e Andesito Pórfiro. Clark *et. al.* (1990b) deduzem que, após a deposição da Formação Chuntacala, iniciou-se há ca. 6,5 Ma, um período de erosão que afetou as formações vulcânicas Huaylillas e Chuntacala e que teria renovado uma incisão no corpo mineralizado ao longo do eixo do vale Chuncatala, definindo a topografia pre-mina.

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Trabalhos de campo e amostragem

O presente trabalho é embasado no estudo das alterações hidrotermais de amostras coletadas em 72 furos de sondagem, obtidas em diversas campanhas de sondagem realizadas na Mina Cuajone e disponibilizadas à autora pela empresa *Souther Peru Corporation* para o desenvolvimento do seu mestrado (Goyzueta, 2008).

As amostras foram reexaminadas novamente, posteriormente a escolha detalhada de amostras foi feita a partir de testemunhos representativos, considerando os diferentes tipos de rocha amostrados e suas respectivas alterações hidrotermais, para melhor compreensão das alterações e sua disposição espacial na cava. Trabalhos adicionais de campo e novas amostragens de superfície e de testemunhos de sondagem, para ampliar a coleção já existente da zona mineralizada e dos litotipos encaixantes foram realizados durante o mês de janeiro do 2009, para completar e refinar os estudos petrográficos prévios e providenciar amostras adicionais para os estudos geoquímicos. Nesta etapa contou-se com a assistência do engenheiro geólogo Oscar Concha, chefe do Departamento de Geologia da Mina Cuajone, profundo conhecedor da jazida.

Realizada esta etapa, foram selecionadas amostras específicas das potenciais rochas precursoras e dos diferentes tipos de alteração, para análises petrográficas e geoquímicas em rocha total e minerais, assim como amostras mais específicas para estudos microtermométricos de inclusões fluídas de maior detalhe.

3.2 Atividades laboratoriais

Todas as atividades laboratoriais desenvolvidas para a preparação desta Tese, a exceção do imageamento de cátodo-luminescência, foram efetuadas nos laboratórios do Núcleo de Pesquisa (NAPE) GeoAnalítica-USP, no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Estas compreenderam análises petrográficas, difratométricas, geoquímicas em rocha total (elementos maiores, menores e traços) e em minerais (elementos maiores e menores), imageamentos composicionais e de cátodo-luminescência, e análises de inclusões fluídas. Os procedimentos adotados são descritos em maior detalhe a seguir.

3.2.1 Análises petrográficas

Análises petrográficas convencionais sob luz transmitida e refletida foram realizadas em seções delgado-polidas nas dependências do Laboratório de Óptica, utilizando-se do microscópio Zeiss, modelo Axioplan. Os principais objetivos foram refinar a caracterização dos tipos litológicos encaixantes da mineralização e os associados ou que constituem as rochas fontes da mineralização e identificar em maior detalhe os tipos de assembleias minerais e estilos de alteração hidrotermal, bem como posicionar relativamente no tempo os diferentes eventos de alteração, tarefa esta que se mostrou nada expedita em diversos casos.

As descrições foram efetuadas e os resultados foram analisados de forma comparativa com descrições de ocorrências similares mais típicas descritas em literatura (Pirajno, 2009; Sillitoe, 2010; Jhon *et al.* 2010, Seedorff *et al.*, 2005 e Meyer e Hemley, 1967), procurando identificar e classificar da melhor forma possível as assembleias minerais de alteração. Adicionalmente, nestas etapas foram também selecionados cristais representativos das principais fases minerais inalteradas ou fracamente alteradas (principalmente feldspatos) das rochas pouco alteradas e das fases minerais mais características dos diferentes tipos de alteração (*e.g.*, biotita, clorita, sericita, feldspatos alcalinos, minerais do grupo do epidoto, *etc.*) para análises pontuais quantitativas em microsonda eletrônica para determinação de elementos maiores, menores e alguns traços.

As descrições das seções delgado-polidas foram efetuadas utilizando as técnicas e abordagens clássicas de microscopia petrográfica, como aquelas descritas por Williams *et al.* (1982) e MacKenzie e Adams (1994). Também foram usados constantemente os textos de Melgarejo (1997), Picot e Johan (1982), Ixer (1990), Uytendogaardt e Burke (1971).

O registro digital macro e microscópico das texturas e de fases minerais principais e acessórias foi efetuado com o emprego das câmeras Olympus Stylus 740 de 7,1 megapixels de resolução máxima e 5x de zoom ótico máximo e Olympus C5050Z, com resolução máxima de 5,0 megapixels e 5x de zoom ótico máximo, acopladas a microscópio Olympus modelo BXP-50, do Laboratório.

Análises adicionais modais e ensaios para **coloração seletiva de feldspatos** foram realizadas em algumas amostras no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA), para classificar petrograficamente as rochas e procurar contrastar entre feldspatos potássico e sódico-cálcico. Detalhes do procedimento adotados são encontrados em Goyzueta (2008).

3.2.2 Determinações de densidade de rochas

Determinações de densidades para 8 amostras representativas de rochas pouco ou não alteradas e de rochas alteradas da Mina Cuajone foram efetuadas para permitir avaliar semi-quantitativamente mudanças de volume, a partir de resultados estimados de transferência de massa entre rochas “precursoras” e rochas alteradas hidrotermalmente.

Determinações da *densidade relativa* (valor que expressa a razão entre o peso da rocha e o peso de igual volume de água a 4°C) foram feitas utilizando-se de fragmentos de fatias de rocha com volumes da ordem de 1-5 cm³, os quais foram pesados em ar e imersos em água com balança de boa precisão do Laboratório de Química e ICP-AES/MS. A densidade relativa, assim obtida, é uma quantidade adimensional que, numericamente, equivale a densidade (razão entre massa e volume), normalmente expressa em g/cm³. Para correção da temperatura dos experimentos, efetuados a 22°C foi utilizado o fator multiplicativo 0,9978 para conversão das densidades relativas em densidades.

Os valores obtidos são apresentados juntamente com os dados químicos na Tabela 7.1, Anexo 7.

3.2.3 Análises de Difração de Raios X

Dados de difração de DRX (Difração de raios X) foram obtidos para algumas amostras representativas dos tipos de alteração sericita-clorita-argila-carbonato (SCC) ou argílica intermediária para confirmação da identificação de argilominerais efetuada ao microscópio petrográfico. Essas análises foram obtidas nas dependências do Laboratório de Difração de raios X.

A preparação das amostras incluiu etapas de fragmentação e moagem manual em moinho de ágata. Foi obtida uma fração de pó com granulometria média inferior a 5 µm, a partir da qual foram extraídas frações de argila (<2 µm). Devido à reduzida quantidade de amostra, procedeu-se a decantação do material obtido em água destilada utilizando um Becker de 50 ml. Após ca. 5min, o material em suspensão foi depositado em lamina de vidro. Após a secagem do pó obtido foram efetuados os ensaios de difração de raios X.

O equipamento utilizado foi o difratômetro SIEMENS D5000. As análises foram realizadas utilizando ânodo de Cu, radiação K α (λ = 0,15418 nm), sob voltagem de aceleração de 40 kV e corrente de 40 µA. Os difratogramas normais foram obtidos no intervalo $2 \leq 2\theta \leq 65$, com *dwell time* de 0,5s/2 θ , enquanto que no caso das amostras glicoladas e aquecidas, foram $2 \leq 2\theta \leq 30$ com *dwell time* de 0,5s/2 θ . As interpretações foram

feitas com o *software* Diffratac Plus, utilizando o banco de dados Powder Diffraction File, set 1-45, 1995.

Foram obtidos três difratogramas para cada amostra: amostra natural, amostra glicolada por 1 noite, e amostra aquecida a 500°C por 4h, respectivamente. Resultados representativos obtidos são apresentados nas Figuras 5.4, 5.5 e 5.6 do Anexo 5. Os valores da distância interplanar dos planos basais para os argilominerais mais importantes são apresentados na Tabela 3.1 abaixo. Estes valores foram empregados como referências para a determinação dos argilo-mineais presentes nas alterações hidrotermais.

Tabela 3.1: Valores de referência para a distância interplanar basal de filosilicatos, considerando amostras naturais, glicoladas e aquecidas (Simplificado de Santos, 1989).

Mineral (grupo)	Natural	Glicolado	Aquecido
Smectita	14 Å	entre 17 e 18 Å	10 Å
Cloritas	14 Å	14 Å	14 Å
Vermeiculita	14 Å	14 Å	10 Å
Micas	10 Å	10 Å	10 Å
Caolinita	7 Å	7 Å	---
Cloritas [(002)*]	7 Å	7 Å	7 Å

3.2.4 Análises químicas em rocha total

Análises químicas em rocha total foram obtidas para auxiliar na classificação das rochas de natureza vulcânica/subvulcânica e para a caracterização das assinaturas geoquímicas mais típicas no caso das amostras menos alteradas, bem como para analisar a mobilidade de elementos típicos através de ganhos e perdas relativos de massas resultantes do processo de alteração hidrotermal, por comparação entre variedades pouco ou não alteradas com variedades alteradas de modo mais significativo. Transferências de massas e alterações de volume para alguns casos foram exercitadas tentativa e semi-quantitativamente.

Análises completas para elementos maiores, menores e traços foram obtidas para 22 amostras representativas de rochas “precursoras” (pouco ou não alteradas) e para amostras representativas dos principais tipos de alteração hidrotermal da jazida. As análises foram efetuadas nos Laboratórios Fluorescência de raios X (FRX) e de Química e ICP-AES/MS.

As amostras foram preparadas no LTA, de acordo com as seguintes etapas: a) fragmentação com marreta ou martelo de aço, com posterior extração de eventuais porções alteradas intempericamente; b) obtenção de brita com prensa hidráulica manual; c) quarteamento para extração de alíquota representativa (ca. 100 g); d) moagem das alíquotas obtidas em moinho de ágata do tipo planetário por cerca de 15 minutos para a obtenção de pó com granulação inferior a 200 *mesh*.

3.2.4.1 Elementos maiores, menores e traços com Fluorescência de raios X

A quantificação dos elementos maiores e menores e alguns traços para 27 amostras de rocha foi realizada com o equipamento Philips, modelo PW2400, de acordo com o método descrito em detalhe por Mori *et al.* (1999). Elementos maiores e menores foram medidos em pastilhas fundidas, enquanto os elementos traços foram quantificados em pastilhas prensadas. Neste último caso, para a confecção das pastilhas prensadas, foi efetuada uma segunda etapa de moagem, empregando-se um micronizador, para obtenção de pó com granulação ao redor de 5 micras (inferior a 200 *mesh*).

3.2.4.2 Elementos traços com espectrometria de plasma - ICP-MS

As análises de elementos traços, incluindo os elementos terras raras, foram realizadas em espectrômetro de plasma de tipo quadrupolo MS-ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer. Alíquotas de pó das amostras foram abertas com digestão ácida em bombas do tipo Parr, usando HNO₃ e HF concentrados, sob temperaturas de ca. 200 °C em forno de microondas, por aproximadamente cinco dias, de forma a garantir dissolução completa de minerais acessórios. Detalhes dos procedimentos e das rotinas analíticas enpregados são descritos em Navarro *et al.* (2008).

3.2.5 Análises químicas em minerais

Análises químicas pontuais semi-quantitativas e quantitativas foram obtidas por espectrometria de dispersão de energia (EDS) e de comprimentos de onda (WDS), respectivamente, no Laboratório de Microsonda Eletrônica, que conta com o equipamento JEOL JXA-8600S, equipado com um detector ED e de cinco espectrômetros WD, cada qual

com dois cristais analisadores (STE/TAP, TAP/PET, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF), automatizados pelo sistema Voyager 4.4 da Thermo-Noran.

Análises para feldspatos, anfibólios, micas, cloritas, zeólitas, carbonatos, anidrita, magnetita, selecionados com critérios texturais na etapa petrográfica, foram efetuadas em seções delgado-polidas com espessuras de ca. 30 μm , cobertas com película de C de ca. 250 μm em evaporador Auto 306 da Edwards. Imagens de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BSE-Compo) e pontuais qualitativas com EDS foram utilizadas principalmente para a caracterização de minerais de identificação mais problemática ao microscópio petrográfico, bem como para a seleção de pontos para análises quantitativas WDS.

As condições analíticas adotadas foram 15 kV para a voltagem de aceleração da coluna eletrônica e 20 nA para corrente de feixe eletrônico. O diâmetro do feixe eletrônico foi fixado em 5 μm para a maioria dos minerais, no caso de cristais de feldspatos maiores, o feixe foi ampliado para 10 μm e, no caso de magnetita foi reduzido para ca. 1 μm . Os elementos analisados, linhas espectrais usadas para quantificação, cristais analisadores, padrões e tempos totais de integração de contagens utilizados para cada mineral são apresentados na Tabela 3.2 e correspondem em geral as condições de rotina empregadas no laboratório.

As correções dos efeitos de matriz (número e absorção atômicos, fluorescência secundária) e redução dos valores de intensidades para porcentagens em peso de elementos e/ou óxidos foram efetuados utilizando o programa PROZA (e.g., Bastin e Heijligers, 1990), disponível no sistema de automação Voyager. De modo geral, a precisão analítica estimada é superior a 2 % relativo para elementos maiores, entre 5-10 % para os elementos menores e inferior para os elementos traços.

O tratamento (conversões para proporções catiônicas e/ou fórmulas estruturais) e a diagramação dos resultados de química mineral obtidos foi efetuado com o *software* MinCal (Gualda e Vlach, inédito) e outros específicos, de acesso livre.

3.2.5.1 Mapas Composicionais

Mapas composicionais integrando sinais WDS e EDS foram obtidos principalmente visando analisar a distribuição de alguns elementos em plagioclásio de andesito basáltico, para auxiliar na identificação e comparação de zonas cristalinas de natureza primária das variavelmente alteradas. Os mapas obtidos correspondem aos denominados *X-ray dot maps* (e.g., Goldstein *et al.*, 1992), de natureza dominamente qualitativa, por varredura do feixe

eletrônico sobre áreas previamente selecionadas das amostras. Os elementos analisados foram Na, Ca, K, Al e Fe (WDS) e Si (EDS).

As condições analíticas para a obtenção destas imagens foram de 20 kV e 60 nA para a voltagem de aceleração e a corrente do feixe eletrônico, com tempo de integração de contagem de 0,1 ms. As imagens foram obtidas com resolução de 512 vs 512 pixels e o tempo médio para a obtenção de cada conjunto de imagens foi da ordem de 8 horas.

Um dos aspectos limitantes deste tipo de imagens é o fato de que a varredura do feixe fatalmente resulta na perda de intensidades dos sinais por desfocalização, uma vez que o ponto de impacto deste sobre a amostras se afasta do Círculo de Rowland a medida que varre a área selecionada. Desta forma, somente imagens obtidas com magnificações (relações entre as dimensões lineares observadas no monitor e as dimensões reais na amostra) superiores a ca. 500-600 resultam satisfatórias. Este efeito resulta em progressivo decréscimo simétrico de intensidade dos sinais nos sentidos diametralmente opostos às diagonais das imagens e é variável em função da posição geométrica dos espectrômetros WD e ED do equipamento, como pode ser observado em algumas das imagens obtidas (*cf.* Capítulo VI).

As imagens obtidas foram posteriormente tratadas, principalmente para realçar contrastes com filtro equalizador do sistema Voyager e/ou filtros comuns de *softwares* comerciais específicos para tratamento de imagens.

Tabela 3.2:: Características gerais das rotinas analíticas utilizada para análises quantitativas com WDS.

Elem	Linha	Cristal	Espec- trômetro	Padrões Micas	Tempo de contagem (s)	Padrões Feldspatos	Tempo de contagem (s)	Padrões Anfibólios	Tempo de contagem	Padrões Epidoto	Tempo de contagem (s)	Padrões Magnetita	Tempo de contagem (s)
Si	K α	TAP	Spec2	Wollastonita	10	Amelia Albita	10	Anfibólio Wilberforce	10	Wollastonita	10	Wollastonita	20
Ti	K α	LIF	Spec3	TiO ₂	50	TiO ₂	50	TiO ₂	30	TiO ₂	50	Ilmenita	10
Al	K α	TAP	Spec2	Anortita	20	Anortita	20	Anfibólio Wilberforce	10	Anortita	20	Cromita	10
Fe	K α	LIF	Spec5	Olivina	10	Olivina	10	Olivina	10	Olivina	10	Magnetita	10
Mn	K α	LIF	Spec5	Olivina	30	Olivina	30	Olivina	30	Olivina	10	Olivina	30
Zn	K α	LIF	Spec5	ZnO	30	---	---	---	---	ZnO	30	ZnO	50
Mg	K α	TAP	Spec1	Diopsídio	20	Diopsídio	20	Diopsídio	10	Diopsídio	10	Cromita	20
Ca	K α	PET	Spec4	Wollastonita	20	Wollastonita	10	Wollastonita	20	Wollastonita	20	---	---
Ba	L α	LIF	Spec3	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ sintético	30	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ sintético	50	---	---	---	---	---	---
Na	K α	TAP	Spec1	Albita Amélia	10	Albita Amélia	10	Albita Amélia	10	Albita Amélia	10	---	---
K	K α	PET	Spec4	Microlínio Asbesto	20	Microlínio Asbesto	20	Microlínio Asbesto	20	---	---	---	---
F	K α	TAP	Spec1	Apatita	10	---	---	Apatita	10	---	---	---	---
Cl	K α	PET	Spec4	Cl-apatita sintética	10	---	---	Cl-apatita sintética	10	---	---	---	---
Sr	L α	PET	Spec4	---	---	(Ca,Sr)Al ₂ Si ₂ O ₈ sintético	50	---	---	(Ca,Sr)Al ₂ Si ₂ O ₈ sintético	40	---	---
Ce	L α	LIF	Spec3	---	---	---	---	---	---	Vidro REE3	40	---	---
Gd	L β	LIF	Spec3	---	---	---	---	---	---	Vidro REE1	40	---	---
Cr	K α	LIF	Spec3	---	---	---	---	---	---	---	---	Cromita	10
Nb	L α	PET	Spec4	---	---	---	---	---	---	---	---	Nb metálico	50

---: não analisado

3.2.6 Imageamento por Catodoluminescência (CL)

O efeito de catodoluminescência consiste na emissão de luz no espectro visível de materiais que estão submetidos à excitação por um feixe eletrônico. Este efeito se deve à presença de elementos específicos em minerais, denominados ativadores, como é o caso de alguns elementos terras raras, em minerais e/ou a distorções cristalinas que atuam como centros emissores de luz, quando excitados por elétrons (*e.g.*, Marshall e Mariano, 1988).

Imagens CL foram obtidas particularmente para identificar gerações texturais específicas de quartzo, principal mineral hospedeiro das inclusões fluídas estudadas, uma vez que é muito difícil contrastá-las com microscopia convencional. As imagens foram obtidas no microscópio eletrônico de varredura (SEM) FEI, modelo QUANTA 250, equipado com detector de catodoluminescência KE, modelo Centauros. As condições analíticas foram 156 kV para a voltagem de aceleração da coluna e 5 nA para a corrente do feixe eletrônico.

As imagens de CL apresentadas foram também tratadas com *softwares* convencionais para realce de contrastes.

3.2.7 Análises de inclusões fluídas

Como parte das atividades consideradas na revisão de amostras dos testemunhos de sondagem foi feita uma descrição detalhada das relações transversais dos veios registrados em diferentes escalas, como base para a determinação da sequência de alteração hidrotermal. Os resultados foram refinados na etapa petrográfica, selecionando-se, então, nove amostras de zonas estratégicas distribuídas a longo das seções dos furos de sondagem.

Seções delgadas bi-polidas foram preparadas nos Laboratórios de Laminação da UNESP (Rio Claro) e da UFMG (Belo Horizonte). A seguir foi efetuada a sua análise petrográfica para identificar e qualificar previamente as inclusões presentes em minerais associados às alterações hidrotermais distribuídas vertical e lateralmente na cava da Mina Cuajone e selecionar as mais propícias para as determinações microtermométricas. Inclusões de áreas específicas das seções, essencialmente em variedades de quartzo, selecionadas também com apoio de imagens CL, foram mapeadas em detalhe e, paralelamente, foram caracterizadas quanto as suas dimensões, morfologia, distribuição e proporção de fases presentes sob temperatura ambiente.

O estudo e as análises de inclusões fluídas foram realizados no Laboratório de Inclusões Fluídas do IGc/USP sob supervisão da Dra. Rosa Bello. As medidas

microtermométricas foram obtidas mediante utilização de platina de resfriamento e aquecimento Chaixmeca MTM 85, que varia as temperaturas no intervalo entre -180 e +600°C. Este equipamento está acoplado ao sistema de leitura e registro dos dados Newport 871, ao microscópio binocular Leitz Wetzlar com oculares de 10x e 12,5x e objetivas de 3,5x, 10x, 32x/UT-50x, -80x e -100x e ao *container* de nitrogênio líquido sob pressão. O resfriamento é alcançado pela passagem de nitrogênio líquido em um anel no interior da platina de amostra, enquanto o aquecimento é produzido por uma resistência elétrica disposta quase no centro da platina.

O equipamento foi calibrado com os padrões da Merck Signotherm e da MERK MSP para baixas e altas temperaturas, respectivamente. Também foram utilizados os padrões Syn Fliinc (Synthetic Fluid Inclusions) para calibração de temperaturas de eventos específicos, conforme detalhados na Tabela 3.3 abaixo.

Tabela 3.3. Padrões, eventos e temperaturas de referência utilizadas na calibração microtermométrica (fornecida pela Syn Fliinc)

Temperaturas (°C)	Padrão	Composição
-56,6	1	75 mol% de H ₂ O e 25 mol% de CO ₂ .
-21,2	2	Eutética do sistema H ₂ O+NaCl, com 23,2% em peso de NaCl equivalente.
-10,7	3	Eutética do sistema H ₂ O + KCl, com 19,6% em peso de KCl.
0,0 e 374,1	4	Pontos triplo e crítico da água pura.
573,0	5	Transição do quartzo α para o quartzo β .

As precisões estimadas para as medidas obtidas são de $\pm 0,2^\circ\text{C}$ para temperaturas entre -60 e 25°C e de $\pm 5^\circ\text{C}$ para temperaturas situadas entre 100 e 400°C.

Os procedimentos analíticos e as interpretações dos resultados seguiram as indicações detalhadas em Roedder (1984), Shepherd *et al.* (1985), Roedder e Bodnar (1997), Fuzikawa (1985), Heinrich (2007) e Camprubi (2010). A composição dos fluidos foi determinada por meio das temperaturas do ponto eutético de sistemas aquo-salinos, estudados experimentalmente (Davis *et al.*, 1990), de fusão do gelo e/ou clatratos e do CO₂, nos casos em que esses componentes foram identificados.

A determinação dos parâmetros de interesse a partir dos dados microtermométricos foi realizada por meio das equações de estado de sistemas apropriados, inseridas nos *softwares* Clathrates (Bakker, 1997) e Fluids (Bakker, 2003).

CAPÍTULO IV

PETROGRAFIA GERAL

O estudo petrográfico foi efetuado em 76 amostras selecionadas de três perfis construídos com 22 entre os 72 furos de sondagem estudados em campo (cf. Goyzueta, 2008). A seleção dos furos de sondagem e das amostras foi feita procurando abranger todos os tipos de rocha presentes na cava. Assim, dois deles estão localizados no segundo corpo do “latito porfirítico estéril” (*barren latite porphyry*), um, na zona central do corpo mineralizado (furo R) e o outro (furo I) ao noroeste deste último.

A revisão rigorosa da petrografia e análises texturais baseada de amostras com alteração incipiente a fraca dos três perfis (P-1, P-2, P-3) (Figura 4.1) permitiu classificar e descrever os seguintes tipos de rochas: andesito basáltico, riólito, pórfiro-I, pórfiro-II, granodiorito pórfido, tonalito pórfido e quartzo latito pórfiro. As duas primeiras variedades de rocha são as hospedeiras vulcânicas, enquanto as demais pertencem ao corpo intrusivo subvulcânico (*complexo intrusivo*), caracterizado previamente por Concha e Valle (1999) como constituído apenas de “latitos porfiríticos”. Também estão presentes diques de microbrecha e de traquito que são associados à colocação do segundo evento magmático do denominado “latito porfirítico estéril”. Um resumo das características dos tipos de rocha nos três perfis é apresentado nas Tabelas 4.1, 4.2 e 4.3 e Figuras 4.1, 4.2, e 4.3 do Anexo 4.

Figura 4.1: Localização e distribuição dos furos de sondagem das três seções construídas na Mina de Cuajone por Goyzueta (2008).

As amostras levemente alteradas, para as quais ainda é possível reconstituir com boa aproximação a composição mineralógica primária, foram classificadas com base nas composições modais avaliadas quantitativamente (Tabela 4.4, Anexo 4) com contador de pontos no diagrama QAP de Streckeisen (1974, ver também Le Maitre *et al.*, 1989) para rochas plutônicas (subvulcânicas) e vulcânicas (Figura 4.2).

Figura 4.2: Diagrama Q-A-P de Streckeisen (1974) mostrando classificação petrográfica de acordo com a IUGS para rochas plutônicas (A) e para rochas vulcânicas (B) da Mina de Cuajone. Símbolos: triângulos vermelhos, círculos roxos, asterisco verde para variedades plutônicas/subvulcânicas pertencentes ao complexo intrusivo. Triângulos invertidos amarelos, quadrado verde e círculo azul para variedades vulcânicas das rochas encaixantes. Curvas tracejadas indicam possível intervalo de classificação considerando-se o quartzo da matriz primário e/ou hidrotermal.

As descrições petrográficas apresentadas a seguir seguem a ordenação litoestratigráfica descrita na geologia local, iniciando-se pelas rochas encaixantes, seguido pelo complexo intrusivo e finalizando com as rochas que aparecem mais localmente. Nestas descrições buscou-se recuperar as texturas e a mineralogia primárias das rochas, tarefa nada fácil devido à superimposição dos diversos eventos de alteração hidrotermal. A petrografia mais detalhada das alterações hidrotermais é apresentada no Capítulo V.

4.1 Rochas Encaixantes

4.1.1 Andesitos Basálticos

Esta rocha aparece nos três perfis, predominando no perfil 1, até profundidades acima de 566 m, mas a profundidade mais alta, superior a 716 m, aparece no perfil 3. Estes valores confirmam uma espessura superior a 800 m, como descrito por Concha e Valle (1999), valor que sugere que esta unidade foi formada por diversos eventos extrusivos (e eventualmente eventos intrusivos muito rasos).

Macroscopicamente, a rocha típica apresenta cor cinza escura-esverdeada a preto dependendo do grau de alteração. Na maioria das amostras, observa-se estrutura maciça e texturas porfíricas, com fenocristais de plagioclásio e máficos, em matriz afanítica, com uma relação modal fenocristais:matriz = 1:2. Algumas variedades equigranulares de granulação fina ou mesmo afanítica também estão presentes.

A amostra menos alterada encontrada corresponde à amostra W-3 do perfil 1, que apresenta textura equigranular afanítica a levemente porfírica (Prancha 1, foto A), com escassos fenocristais de plagioclásio e de minerais máficos subordinados imersos em matriz afanítica. Os primeiros apresentam cor branca típica enquanto que os demais encontram-se substituídos parcialmente por magnetita disseminada ou completamente por biotita.

Ao microscópio, o plagioclásio aparece em duas gerações texturais bem distintas. A primeira, correspondente ao estágio mais precoce de cristalização, está representada por fenocristais euhédricos, tabulares, com geminação polissintética segundo a Lei da Albita combinada geminação simples de Carlsbad. Geminação polissintética segundo o Periclínio aparece ocasionalmente. Apresenta tipicamente forte zonamento concêntrico oscilatório, mais tipicamente nas zonas intermediárias e de borda dos cristais. A segunda geração é formada por cristais pequenos (<1mm) subhédrais, ripiformes, com geminação polissintética e de Carlsbad, por vezes sem hábito característico, que constituem a matriz (Prancha 1, foto B). Análises de química mineral destes cristais indicam composição significativamente cálcica, variável desde labradorita (An_{63}) a bitownita (An_{72}), indicando composição mais básica desta amostra.

PRANCHA 1

A Andesito de cor preta, com textura afanítica a levemente porfirítica. Observar venulação quartzo-feldspática fina cortando a amostra. Amostra W-3.

B Fotomicrografia ilustrando a textura de tipo intergranular predominante na matriz da amostra apresentada em A, composta por plagioclásio, magnetita e biotita. Polarizadores cruzados.

C Riólito de cor cinza ligeiramente rosa com textura porfirítica seriada composta por fenocristais de quartzo e feldspatos imersos em matriz afanítica. Na parte superior, fatia submetida a ensaio de coloração seletiva (que forma cobaltônitrato de K de coloração amarela sobre feldspato potássico), ressaltando a composição potássica da matriz e a proporção maior de fenocristais de quartzo em comparação com feldspato potássico. Amostra K-2.

D Fotomicrografia ilustrando a textura porfirítica da amostra apresentada em C. Na parte central superior fenocristais de feldspato potássico e na porção superior direita quartzo com "golfos" de corrosão preenchidos pela matriz. A matriz é criptocristalina, com feldspato potássico predominante. Polarizadores cruzados.

E Pórfiro I de cor cinza com textura porfirítica, composta por fenocristais de quartzo, feldspatos e minerais máficos imersos em matriz afanítica. Na parte esquerda fatia artificialmente colorida, observe-se a predominância de feldspato potássico entre os feldspatos da matriz. Amostra P-3.

F Fotomicrografia ilustrativa da textura porfirítica do pórfiro I mostrado em E. Destaca-se fenocristal de plagioclásio (superior esquerda) com zonamento concêntrico oscilatório primário e quartzo (direita e centro inferior), imersos em matriz fanerítica microgranular composta principalmente por feldspato potássico e quartzo. Polarizadores cruzados.

Os fenocristais de máficos são constituídos principalmente (< 0,3 mm) por pseudomorfos de biotita sobre anfibólio. Alguns resquícios de anfibólio associados a magnetita e outros minerais secundários são encontrados ocasionalmente.

A matriz apresenta textura intergranular e alteração incipiente, representada por leve "biotitização", caracterizada por cristais subhedrais a euhedrais pequenos de biotita (<0,01mm) e magnetita (~ 0,04 mm), que aparecem intersticiais ao plagioclásio. Observa-se também plagioclásio mais sódico em substituição ao plagioclásio primário.

Nos andesitos basálticos foi encontrada a maior diversidade de assembleias (ou assembléias) minerais de alteração. Em geral observa-se uma seqüência de associações que incluem, da base para o topo dos perfis: biotita-plagioclásio-magnetita; veios de feldspato-quartzo-zeólitas-cloritas-carbonatos, veios de feldspato potássico-quartzo-argilominerais; argilominerais-sericita-carbonatos-cloritas e epidoto-carbonatos-cloritas. Assembleias minerais formadas por plagioclásio-actinolita-magnetita, feldspato potássico-sericita-quartzo, bem como processos de silicificação (formação de quartzo) foram observadas localmente, sem continuidade progressiva aparente.

4.1.2 Riólitos

São predominantes no perfil 3 e em geral aparecem com grau de alteração moderado a forte. A descrição apresentada a seguir é baseada na amostra K-2, a única da coleção analisada com alteração mais fraca. Macroscopicamente a rocha típica apresenta cor cinzenta a ligeiramente rosada, estrutura maciça a orientada por fluxo e textura porfírica, com fenocristais de quartzo, feldspatos e, ocasionalmente, biotita imersos em matriz afanítica (Prancha 1, foto C).

Entre os fenocristais, o quartzo (< 3 mm) é mais abundante e constitui ca. 27 % em volume da rocha. Os cristais variam de euhédricos, por muitas vezes com típicas formas bipiramidadas, típicas do polimorfo β de alta temperatura, a subeuhédricos, com bordas arredondadas e figuras de corrosão provocada por reabsorção magmática, que aparecem como *golfos* de seções diversas, preenchidos por minerais que compõem a matriz, com dimensões diminutas (Prancha 1, foto D).

Alguns cristais encontram-se fragmentados. Os de feldspato (< 2 mm) constituem até 25 % em volume da rocha, mas apenas ca. 5% representam feldspato potássico preservado, subhédrico, com geminação Carlsbad e, por vezes, cantos e arestas arredondadas devidas, possivelmente, à corrosão magmática. Fenocristais de plagioclásio

não são observados, mas é possível que pelo menos parte dos pseudomorfos tabulares constituídos por sericita representem cristais originais de plagioclásio.

Pseudomorfos, constituídos essencialmente por muscovia e leucoxênio, de fenocristais de biotita são mais escassos. Em alguns casos, o leucoxênio se distribui em finos agregados nas direções cristalográficas originais da biotita pretérita.

A matriz é criptocristalina, composta predominantemente por feldspato potássico, como confirmado pelos ensaios de colorimetria, e quartzo e ou produtos de devitrificação. Em alguns setores das seções, observam-se típicos esferulitos de feldspato potássico, produtos de fenômenos de devitrificação.

É interessante observar que orientações planares de fluxo são bem marcadas pela sericita hidrotermal e às vezes por fenocristais nas amostras L-2, M-2, M-3 e N-1.

O principal tipo de alteração hidrotermal observado neste tipo de rocha é a sericitização (sericita-quartzo-pirita), que geralmente apresenta estilo pervasivo. Em algumas áreas das seções analisadas, esta alteração apresenta quantidades mais significativas de argilo-minerais, mas não se define ainda propriamente uma alteração de tipo argílica ("argilização").

4.2 Complexo intrusivo subvulcânico

Este complexo é constituído por rochas que se colocaram em ambientes relativamente rasos, com aspecto textural subvulcânico.

4.2.1 Monzogranito-Quartzo monzonito pórfiros (Pórfiros I)

Esta rocha é mais típica do perfil 3. Merece ser destacado que Goyzueta (2008) classificou tentativamente estas rochas entre os campos de monzogranito e quartzo monzonito, devido à dificuldade para estimar as quantidades relativas de quartzo primário e secundário na matriz da rocha. De fato, a consideração de predomínio de quartzo primário na matriz permite classificar a rocha como um monzogranito pórfiro, mas se parte progressivamente maior deste quartzo foi introduzida por processos de alteração, a classificação da rocha primária muda progressivamente para um quartzo-monzonito pórfiro (Figura 4.2 A).

A descrição destes pórfiros foi feita com base na amostra P-3, uma das amostras com menor grau de alteração. Macroscopicamente, é uma rocha com estrutura maciça, cor cinza e textura porfírica a, localmente, glomero-porfírica, com fenocristais de plagioclásio,

quartzo e de minerais máficos, com dimensões da ordem de 4, 3 e 1 mm respectivamente, imersos em matriz afanítica com boa quantidade de feldspato potássico (Prancha 1, foto E).

Ao microscópio os fenocristais de plagioclásio são ripiformes, euhedrais, subedrais e anhedrais. Quando afetados pelo “metassomatismo potássico” apresentam cor marrom. Composicionalmente variam entre a albita (An_{10}) e o oligoclásio cálcico (An_{29}). Geminação polissintética combinada com Carlsbad e ocasionalmente zoneamento concêntrico normal ou levemente recorrente são feições relativamente comuns. Por vezes, ocorrem em grupos de poucos indivíduos conferindo localmente o aspecto glomero-porfirítico à textura.

Os fenocristais de quartzo apresentam formas desde euhedrais, bipiramidadas, até anedrais, arredondadas. Feições de corrosão magmática são observadas. Ocasionalmente aparecem em grupos de dois ou três indivíduos.

Pseudomorfos constituídos por clorita e, subordinadamente, epidoto, sericita e leucoxênio, substituem fenocristais primários de possível biotita.

A matriz é fanerítica fina e está constituída por quartzo e feldspatos anedrais, com tamanhos aproximados de 0,15 mm (Prancha 1, foto F). Os ensaios de colorimetria indicam que feldspato potássico ocorre apenas na matriz, em que parece ser o mineral mais abundante. O plagioclásio matricial está quase que totalmente substituído por sericita e carbonatos.

Dois tipos de alterações superimpostas afetam estas rochas: veios de feldspato potássico-quartzo, associação que, por vezes, evolue para a matriz da rocha e uma assembleia com sericita-carbonatos-clorita.

4.2.2 Leuco quartzo dioritos-tonalitos pórfiros (Pórfiros II)

Estas rochas estão também concentradas no perfil 3. Texturalmente são muito similares às variedades descritas no item precedente como Pórfiro I, com proporção algo maior de minerais máficos. A principal diferença, entretanto, está na proporção de feldspato potássico, tanto de caráter primário quanto secundário, que em alguns casos é praticamente nula. Como no caso anterior, a classificação petrográfica situa-se entre os campos dos leuco-dioritos e tonalitos, em dependência das proporções relativas de quartzo primário e secundário na matriz (e.g., Goyzueta, 2008).

A amostra O-3, representa bem esta variedade litológica. Ao microscópio petrográfico, observa-se estrutura maciça e textura porfirítica a, localmente, glomero-porfirítica, com fenocristais de feldspatos e quartzo imersos em matriz micro-cristalina quartzo-feldspática. A relação de fenocristais:matriz é de 2:1.

Os fenocristais de plagioclásio (< 3 mm) são euhedrais a subhedrais, com hábitos tabulares a ripiformes e ocorrem isolados ou em agrupamentos de poucos indivíduos, com geminações combinadas polissintética, Carlsbad e, por vezes, Periclino. Zonamentos concêntricos, oscilatórios, são freqüentes. As composições químicas, determinadas com microsonda eletrônica, situam-se predominantemente no intervalo entre o oligoclásio cálcico e a andesina (An₂₉₋₃₂).

Os fenocristais de quartzo (< 4 mm) são mais freqüentemente anhedrais, arredondados, mas cristais euhedrais com formas bipiramidadas também ocorrem.

Pseudomorfos (<1,5 mm) constituídos por clorita, acompanhada por epidoto e leucoxênio, são comuns na maioria das amostras analisadas, mas não foram observados nas amostras P-2 e U-3. Representam possíveis fenocristais primários de biotita e/ou anfibólio.

A matriz destes pórfiros é fanerítica fina a afanítica (< 0,2 mm) e está composta por quartzo anhedral e feldspatos, estes últimos, alterados e substituídos parcial a totalmente por sericita e argilominerais. Ensaio de colorimetria indicam que o feldspato potássico é bem subordinado em relação ao plagioclásio ou mesmo ausente.

As principais assembleias de alteração hidrotermal são quartzo-feldspato potássico em estilos fissural a semi-pervasivo (Amostras O-3, P-2, Q-3 e U-3), quartzo-sericita-argilominerais (amostra U-1) e sericita-argilominerais-carbonatos-cloritas (desenvolvida intensamente nas amostras S-2, T-1 e U-2) afetando tanto fenocristais quanto a matriz, não deixando quaisquer relictos de eventual feldspato potássico primário, como indicado pela colorimetria.

4.2.3 Micro-granodiorito pórfiro

Estas rochas ocorrem em ambos os perfis 2 (lado leste, furo J, cf. Figura 4.1) e 3. A amostra T-3 é uma boa representante de variedades pouco alteradas. Macroscopicamente apresenta cor cinza ligeiramente esverdeada, estrutura maciça e textura porfírica seriada, com fenocristais (entre 1 a 4 mm) regularmente distribuídos de quartzo, feldspatos e minerais máficos imersos em matriz microgranular afanítica (Prancha 2, foto A). A relação fenocristais:matriz é de 3:2.

Ao microscópio observa-se que a proporção de fenocristais de feldspatos é maior em relação ao quartzo. Os fenocristais de quartzo são euhedrais a subhedrais, com algum arredondamento, e os de plagioclásio, predominantes, são euhedrais a subeuhedrais com hábitos tipicamente ripiformes a tabulares. Apresentam as geminações primárias típicas e

marcado zonamento composicional oscilatório. Análises químicas indicam composições entre o oligoclasio intermediário (An₂₀) e a andesina sódica (An₃₇).

Os fenocristais de feldspato potássico são relativamente raros, anhedrais e levemente pertíticos. Alguns fenocristais estão debilmente alterados para argilo-minerais, que muitas vezes se distribuem concentricamente, sugerindo algum zonamento composicional primário dos cristais. Fenocristais placóides de biotita e/ou anfibólio são inferidos pela presença de pseudomorfos de clorita, epidoto, leucoxênio, por vezes acompanhados por algum epidoto (Prancha 2, foto B).

A matriz da rocha (< 0,4 mm) é microgranular alotriomórfica e está composta principalmente por quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e quantidades menores de biotita. Nas amostras T-2 e J-3 observam-se finas mirmequitas, quartzo vermicular intercrescido com plagioclásio.

Os micro-granodioritos pórfiros apresentam três tipos mais característicos de alteração hidrotermal, caracterizados pelas assembleias: feldspato potássico-quartzo em estilo fissural, sericita-cloritas-argilominerais em estilos fissural a semi-pervasivo e sericita ("sericitização").

4.2.4 Micro-tonalito pórfiro

Ocorre apenas numa amostra (R-3) do perfil 3. Apresenta coloração cinza-esverdeada, estrutura maciça e textura porfírica seriada, com fenocristais ocasionais de plagioclásio imersos em matriz fanerítica fina (Prancha 2, foto C). Ao microscópio a textura é inequigranular alotriomórfica de granulação fina com tendência a porfírica.

Os cristais de plagioclásio predominantes apresentam dimensões inferiores a ca. 3 mm, são subhedrais a anhedrais com hábito tabular predominante. Alguns cristais desenvolvem geminação polissintética acompanhada ou não pela geminação de Carlsbad, e zonamento concêntrico, oscilatório, bem marcado.

PRANCHA 2

A
Micro-granodiorito pórfiro de cor cinza ligeiramente esverdeada, com textura porfírica seriada, em matriz afanítica. Na parte inferior, fatia com ensaio colorimétrico, ressaltando teores mais significativos de feldspato potássico na matriz. Amostra T-3.

B
Fotomicrografia da amostra apresentada em A. Textura porfírica seriada com fenocristais de feldspato potássico (FPKs), biotita (bt) e plagioclásio (PGLs), envolvidos em matriz, microgranular albitomórfica, composta de cristais de quartzo, feldspatos e biotita. Polarizadores cruzados.

C
Micro-tonalito pórfiro de cor cinza verde com textura porfírica seriada composta por fenocristais de plagioclásios imersos em matriz fina. Na parte superior fatia colorida artificialmente, ressaltando veio e agregados de feldspato potássico como resultado de alteração hidrotermal. Amostra R-3.

D
Fotomicrografia mostrando a textura inequigranular com tendência a porfírica da amostra apresentada em C. Notar o aspecto turvo dos cristais de plagioclásio, produto da alteração para argilominerais, sericita e carbonatos. Polarizadores cruzados.

E
Quartzo latito pórfiro de cor cinza esverdeada com textura porfírica, composta por fenocristais de quartzo, feldspatos e minerais máficos verde escuros, imersos em matriz afanítica. À esquerda fatia tingida, com predomínio de feldspato potássico na matriz e de fenocristais de plagioclásio (branco) sobre os de quartzo (cinza). Amostra R-2.

F
Fotomicrografia da textura porfírica do quartzo latito pórfiro mostrado em E, destacando fenocristais de quartzo (centro) e plagioclásio imersos em matriz criptocristalina. Notar fenocristais de plagioclásio substituídos por sericita e carbonatos. Polarizadores cruzados.

A maioria dos cristais encontra-se fracamente alterada, com substituição por argilominerais, sericita e carbonatos o que lhes confere típica aparência turva (Prancha 2, foto D).

Quartzo ocorre em geral intersticial ao plagioclásio, na forma de cristais límpidos e anedrais. Em alguns setores das seções examinadas, parece haver resquícios de fenocristais de quartzo, em parte recristalizados. Feldspato potássico ocorre predominantemente em venulações e, por vezes, intersticial, associado ao quartzo e, nestes casos, foi interpretado como já relacionado a um fenômeno de alteração e substituição associado à evolução progressiva de alteração fissural. Neste sentido, cabe ressaltar que, se parte significativa deste feldspato potássico for primária, a composição original da rocha tenderia para um granodiorito.

Pequenos agregados e vênulações diversas de clorita associada com carbonatos, calcopirita e subordinados epidoto e rutilo-leucoxênio ocorrem intersticiais ao quartzo. As alterações predominantes nestas rochas são representadas pelo desenvolvimento de assembleias de feldspato potássico-quartzo, fissural a algo pervasiva e associação de argilominerais-cloritas-carbonatos-epidoto.

4.2.5 Quartzo-latitos pórfiros

Estas rochas aparecem na parte central do perfil 2 (furo de sondagem I) e no perfil 3 (em que a amostra R-2 apresenta menor alteração).

Macroscopicamente a rocha típica é cinza esverdeada, estrutura maciça e textura e marcadamente porfírica com fenocristais de feldspatos, quartzo e minerais máficos imersos em matriz afanítica de cor cinza clara (Prancha 2, foto E).

Ao microscópio, a textura é porfírica seriada. Os fenocristais de quartzo (< 3 mm) são euédrais a anédrais e apresentam bordas levemente arredondadas, com eventuais figuras de corrosão magmática. Os de plagioclásio (< 2,5 mm) são ripiformes a tabulares, geminados de acordo com as Leis da Albita e de Carlsbad e mostram algum zonamento concêntrico, particularmente nas bordas dos cristais, os quais são por vezes acentuados por substituição parcial por argilominerais (Prancha 2, foto F). As composições, estimadas pelo método de Michel-Levy, correspondem a uma andesina, com teores de anortita entre 35 e 40 % molecular. Pseudomorfos de prováveis fenocristais de biotita e/ou anfibólio, constituídos por clorita, leucoxênio e epidoto são ocasionais; alguns deles apresentam típicas seções losangulares, indicando, nestes casos, que o fenocristal original certamente era um anfibólio.

A matriz é quartzo-feldspática, criptocristalina, com boa quantidade de feldspato potássico, como indicado pelos ensaios de colorimetria.

Os quartzo-latitos pórfiros apresentam como assembleia de alteração hidrotermal mais típica carbonatos-sericita-argilominerais±cloritas, que aparece com estilo seletivamente pervasivo predominante e em intensidade débil a moderada.

4.3 Outras rochas

Além das variedades acima descritas, brechas e traquitos foram adicionalmente observados nos perfis 1, 2 e 3, em que ocorrem como microbrechas magmáticas e diques, respectivamente. Apresenta-se a seguir uma breve descrição de amostras representativas, uma vez que não constituem alvos do presente estudo. Detalhes adicionais são encontrados em Goyzueta (2008).

Traquito: ocorre nos perfis 1 e 3, furos de sondagem D (amostra D-6) e K (amostra K-3). Ao microscópio estas amostras diferem principalmente pelo grau de alteração hidrotermal distinto. A primeira destas amostras (D-6) foi denominada anteriormente por Goyzueta (2008) como latito, mas a revisão petrográfica efetuada bem como dados geoquímicos adicionais permite classificá-la melhor como traquito. É uma rocha com estrutura maciça predominante e textura porfirítica com fenocristais euhedrais a subeuhedrais de feldspato potássico imersos em matriz equigranular alotriomórfica constituída por feldspato potássico e quartzo eventual (Prancha 3, foto A e B). Apresenta alteração mais típica representada pelo desenvolvimento da assembleia cloritas-carbonatos-epidoto±leucoxênio, a qual pode substituir fenocristais e, parcialmente, a matriz da rocha. Não pode ser descartada com as informações disponíveis, entretanto, a possibilidade de que pelo menos parte do feldspato potássico matricial seja também de origem hidrotermal.

A segunda amostra (K-3) foi preliminarmente denominada por Goyzueta (2008) como uma variedade de alteração de andesitos (andesito-II), devido à similaridade macroscópica com os andesitos-basálticos mais típicos, mas com conteúdo elevado de feldspato potássico, como também indicado em ensaios colorimétricos. Ao microscópio petrográfico, os estudos mais detalhados efetuados sugerem que o aspecto textural traquítico da matriz, diferente do andesito-basáltico, deva ser de origem primária, caracterizando a rocha original possivelmente como um traquito (Prancha 3, foto C e D). A assembleia de alteração hidrotermal típica é muito similar à observada para a variedade anterior (D-6), porém a intensidade de alteração é bem superior.

Microbrecha: Esta rocha foi amostrada no furo de sondagem H (amostra H-3). Microscopicamente, observam-se moldes tabulares de plagioclásio completamente substituídos por sericita e quartzo. Clastos líticos, constituídos aparentemente por variedades de andesitos, riólitos e tufos, são relativamente escassos e encontram-se bem fraturados. A matriz é cripto- a microcristalina e constituída essencialmente por minerais hidrotermais, sericita e carbonatos (Prancha 3, foto E e F). Assim, a alteração é caracterizada pela assembleia carbonatos-sericita-argilominerais.

PRANCHA 3

A Traquito de cor cinza esverdeada com textura porfírica composta por fenocristais de feldspato potássico envoltos por matriz afanítica. À direita, fatia colorida artificialmente mostrando o predomínio de feldspato potássico. Amostra D-5.

B Fotomicrografia ressaltando fenocristal de feldspato potássico (centro) imerso em matriz equigranular alotriomórfica a cripto-cristalina composta principalmente por feldspato potássico. Observa microfenocristais de minerais máficos (zonas escuras) completamente substituídos por clorita. Polarizadores cruzados. Amostra D-5.

C Traquito de cor cinza esverdeado com textura porfírica em matriz afanítica. Manchas mais claras e venulação branca esverdeada com espessura aproximada de 2 mm corta a amostra. À direita fatia colorida artificialmente, destacando os teores dominantes de com feldspato potássico.

D Fotomicrografia ilustrativa da textura traquítica da matriz da amostra apresentada em E. Notar orientação dos cristais ripiformes de feldspato. Polarizadores cruzados.

E Microbrecha de cor cinza com fragmentos cristalinos angulosos de quartzo, feldspatos e fragmentos líticos imersos em matriz afanítica. Amostra K-2.

F Fotomicrografia da microbrecha ilustrando fragmentos e fenocristais de quartzo de dimensões diversas envoltos em matriz constituída por sericita fina e carbonatos. À direita inferior molde de feldspato (?) prévio completamente substituído por carbonato.

CAPÍTULO V

PETROGRAFIA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

Neste capítulo apresenta-se uma breve síntese petrográfica das principais assembleias mineralógicas e estilo da alteração, como base para caracterizar e avaliar os processos hidrotermais que geraram a Mina de Cuajone.

A distinção entre associações e assembleias minerais é destacada por Seedorff *et al.* (2005), entre diversos outros. Enquanto o primeiro termo se refere simplesmente a um grupo de minerais que aparecem associados, mas não necessariamente foram formados simultaneamente e em decorrência de equilíbrios locais, o segundo têm significado físico-químico, no sentido que assembleias resultam de reações de equilíbrio entre as fases minerais envolvidas e, como tal, podem ser utilizadas para estimar condições físico-químicas de formação. É importante destacar que as associações minerais, embora não tenham maior utilidade do ponto de vista termo-dinâmico, elas têm grande valor qualitativo para a prospecção e exploração de jazidas.

Nas descrições, o termo sericita é utilizado para designar filossilicatos dioctaédricos de forma geral, incluindo muscovita, illita, fengita, paragonita, pirofilita e mesmo flogopita, bem como para diversos argilominerais interestatificados, como discutido por Meyer e Hemley (1967) e Beane (1982). Adicionalmente, a assembleia argilominerais-sericita-carbonatos-cloritas foi considerada presente quando pelo menos três entre estes quatro minerais estão presentes, em texturas sugestivas de condições de equilíbrio.

A Tabela 5.1 apresenta uma comparação da terminologia usada neste trabalho e as usualmente empregadas nos sistemas Cu pórfiro. As distribuições das assembleias mineralógicas nos três perfis são representadas esquematicamente no Anexo 5 (Figuras 5.1, 5.2 e 5.3). Nas Tabelas 4.1, 4.2 e 4.3 do anexo 4, associadas são sumarizadas as características das diferentes assembleias (ou associações) minerais, a mineralogia dos veios encontrados e apontam uma possível correlação com os diferentes tipos de alteração hidrotermal em cada um destes perfis.

A seguir são apresentadas e discutidas as características petrográficas das alterações de acordo com as rochas interpretadas como “precursoras”. As composições químicas obtidas com microsonda eletrônica são referidas nas descrições e posteriormente detalhadas no Capítulo VI.

Tabela 5.1: Comparação entre as terminologias usadas neste trabalho e as empregadas na literatura referentes a depósitos de tipo Cu pórfiro.

Terminologia adotada neste trabalho	Terminologia genérica	Assembleia de alteração hidrotermal. Pirajno (2009)	Assembleia de alteração hidrotermal. Sillitoe (2010)	Assembleia de alteração hidrotermal. David <i>et al.</i> (2010)	Assembleia de alteração hidrotermal. Seedorff <i>et al.</i> (2005)
Assembleia actinolita-plagioclásio-magnetita	alteração cálcico-sódica-		albita/oligoclásio, actinolita, magnetita	Na plagioclásio+actinolita+titanita ±epidoto±diopsídio	actinolita, epidoto, plagioclásio, titanita, apatita
Assembleia biotita-plagioclásio-magnetita Veios de feldspato potássico-quartzo Veios de quartzo-feldspato potássico Veios de feldspato potássico-quartzo-argilominerais	alteração potássica	K-feldspato+biotita+quartzo±magnetita±sericita±albita±clorita±anidrita±apatita±rutilo±epidoto±calcopirita±bornita±pirita	biotita-K-feldspato	quartzo+K-feldspato+magnetita, quartzo+K-feldspato+biotita±magnetita±bornita±anidrita	K-feldspato, biotita, turmalina, carbonatos, fluorita, anidrita, apatita
Assembleia argilominerais-sericita-carbonatos-cloritas, ou sericita-carbonatos-cloritas; ou sericita-argilominerais-carbonatos-cloritas, ou sericita-clorita-argilominerais ou carbonatos-sericita-argilominerais±cloritas e Associação argilominerais-cloritas-carbonatos-epidoto	alteração SCC ou argílica intermediária	clorita+sericita±caolinita±montmorillonita±ililita-esmectita±calcita±epidoto±biotita±pirita	clorita, sericita/ililita, hematita ±carbonato±epidoto±esmectita	quartzo+ililita/montmorillonita±calcita±pirita±clorita±sericita±albita±epidoto±caolinita	sericita/ililita, caolinita, montmorillonita, clorita, carbonato, rodocrosita, fluorita, barita
Assembleia epidoto-carbonatos-cloritas Veios de feldspatos-quartzo-zeólitas-cloritas-carbonatos	alteração propilítica	epidoto (ou zoisita ou clinozoisita)+clorita+albita±carbonato±sericita±montmorillonita±epitaclorita±apatita±anidrita±ankerita±hematita±pirita±calcopirita ("Saussuritização")	clorita, epidoto, albita, carbonato	albita+K-feldspato+epidoto±actinolita±clorita±hematita±magnetita±pirita±sericita±calcita±TiO ₂	albita, sericita-ililita, montmorillonita, clorita, epidoto (zoisita, clinozoisita), zeólitas, actinolita, relíquias de K-feldspato, biotita, zircão
Associação feldspato potássico-sericita-quartzo Quartzo	alteração transicional entre potássica e sericitização silicificação				K-feldspato, biotita, sericita±carbonato, fluorita, anidrita, apatita Quartzo, turmalina?, fluorita (apatita, monazita)
Assembleia sericita-quartzo-pirita, Sericitização	alteração filica, sericitica ou "sericitização"	sericita-quartzo-pirita±K-feldspato±biotita±calcita±dolomita±clorita±andalusita±cloritóide±albita±pirrotita	auartzo, sericita±pirofilita±carbonato±turmalina±especularita	quartzo+sericita quartzo+sericita+clorita+pirita	Sericita (albita, topázio, turmalina), clorita (epidoto, clinozoisita)

5.1 Andesitos basálticos

Como destacado no Capítulo anterior, estas rochas são as que hospedam o maior número de assembleias minerais hidrotermais. Ocorrem em maior volume no perfil 1. No perfil 2, estão restritas as regiões intermediárias do furo de sondagem H (amostras H-2 e H-3), enquanto que no perfil 3 aparecem nas partes mais profundas dos furos M, N e R e no lado Leste ao longo do furo V. As assembleias observadas são descritas em maior detalhe a seguir.

As assembleias plagioclásio-actinolita-magnetita (alteração cálcico-sódica) e biotita-plagioclásio-magnetita ("biotitização") que aparecem nas amostras M-5, B-3 e E-3, respectivamente, neste último caso em associação adicional com anidrita, foram examinadas em maior detalhe com mapas composicionais qualitativos WDS-EDS. Nas pranchas 5, 6, 7 e 8 apresentam-se imagens BSE-Compo e mapas de distribuição dos elementos Ca, Na, K, Fe Si e Al em áreas selecionadas das amostras, enfatizando-se as áreas com predomínio de cristais de plagioclásio. Algumas limitações inerentes a estas imagens são discutidas na parte sobre materiais e métodos (Capítulo III) e não permitem em geral visualizar mapas de áreas maiores, mais representativas.

De forma geral, nas imagens BSE os sinais são de intensidades decrescentes dos sulfetos ou minerais opacos, para actinolita, epidoto, e destes para clorita e biotita, após para feldspato sódico-cálcico, feldspato potássico e quartzo. Nos mapas composicionais, intensidades significativas para combinações entre Ca-Na-Al-Si se referem às zonas com plagioclásio, Ca-Fe-Al à epidoto, Ca-Fe à actinolita, K-Al-Si à feldspato potássico, K-Fe-Al-Si à biotita, Fe-Si à clorita, enquanto que os elementos isolados Fe se relacionam à pirita, calcopirita ou magnetita, Ca à carbonato cálcico ou anidrita ou apatita e o Si à quartzo.

5.1.1 Assembleia plagioclásio-actinolita-magnetita (alteração cálcico-sódica)

Este tipo de alteração, com estilo pervasivo, foi observada apenas em uma amostra do furo de sondagem M-5, perfil 3, a uma profundidade de 628 m. A amostra apresenta coloração preta esverdeada e, apesar do grau de alteração ser intenso, a textura porfírica do andesito basáltico original encontra-se bem preservada, observando-se uma relação fenocristais:matriz $\approx 1:2$; os fenocristais, de plagioclásio, possuem dimensões inferiores a 1mm. Veios finos de pirita, acompanhada por clorita, cortam a amostra.

Ao microscópio observa-se uma textura porfírica seriada composta essencialmente de fenocristais de plagioclásio com texturas ainda magmáticas em matriz com plagioclásio

intercrescido com anfibólio (actinolita). Os acessórios mais típicos, matriciais, são pirita, magnetita, leucoxênio, epidoto, carbonatos e cloritas (Prancha 4, foto A).

O plagioclásio com texturas magmáticas apresenta as geminações típicas, zonamento composicional e corresponde a andesina com teores de anortita próximos a 31%. O plagioclásio dominante na matriz é euhédrico a subhédrico, ripiforme e apresenta teores de anortita entre 23 a 28 %, similares aos descritos em associação com a alteração sódico-cálcico (Sillitoe, 2010). A maioria dos cristais apresenta um aspecto ligeiramente turvo causado pela substituição parcial por argilominerais. Os cristais menores são intersticiais. Diversos cristais apresentam disseminações finas de magnetita diminuta; outros podem estar parcialmente substituídos por anfibólio acicular, clorita e epidoto em menor proporção.

Anfibólios subeuhédricos, prismáticos, foram observados em uma única região da seção delgado-polida examinada, formando um grupo de três cristais, com dimensões inferiores a 0,8 mm, tipicamente associados com pirita. Pseudomorfos constituídos por clorita, aparentemente substituindo biotita prévia, foram encontrados.

Anfibólio actinolítico chega a constituir 40% em volume da rocha. Aparece como cristais prismáticos longos a aciculares euhedrais a subhedrais com dimensões inferiores a ca. 0,12 m. Apresentam pleocroísmo típico em tons de incolor a esverdeado e, freqüentemente ocorrem intersticialmente ao plagioclásio. Em algumas regiões, formam agregados submilimétrico irregulares associados com clorita, carbonatos e algum epidoto. (Prancha 4, foto B).

Venulações finas, submilimétricas, descontínuas, contendo pirita e clorita acompanhados de quantidades menores de actinolita e algum quartzo cortam a amostra. Um destes veios (< 0,04 mm de espessura), preenchido por uma zeólita, corta os veios com pirita, sendo, portanto, posterior.

Titanita e feldspato potássico em quantidades bem pequenas, intersticiais ao anfibólio e ao plagioclásio, foram detectadas em imageamento BSE e análises qualitativas pontuais de EDS. Entre os sulfetos, a calcopirita é rara, aparecendo em geral como inclusões diminutas em cristais de pirita.

Finalmente, merece ser destacado que esta alteração guarda certas similaridades com a alteração propilítica (*cf.* Tabela 5.1), mas devido à quantidade abundante de actinolita e a relativa escassez de epidoto parece ser, de fato, mais típica de uma alteração cálcico sódica.

Na prancha 5, ilustra-se com imagens BSE e mapas composicionais, parte de um fenocristal de plagioclásio e parte da matriz da rocha, destacando nesta particularmente

PRANCHA 4

Fotomicrografia mostrando parte da textura porfírica seriada e destacando actinolita-plagioclásio-magnetita, como produtos de alteração hidrotermal. Notar aspecto acicular da actinolita e a associação com clorita (esquerda inferior). Na parte superior direita resquícios de anfibólio primário (?). Amostra M-5 (andesito basáltico). Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia ilustrando detalhe da morfologia acicular dos cristais de actinolita associados com clorita e magnetita (inferior direita) intersticiais aos minerais de plagioclásio. Amostra M-5 (andesito basáltico). Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia mostrando aspectos texturais dos cristais hidrotermais de biotita intersticiais ao plagioclásio. Observar cristais plagioclásio com diminutas disseminações de magnetita. Cristais anhedrais de magnetita em destaque nas áreas direita superior e inferior). Amostra E-3 (andesito basáltico). Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia destacando a assémblea plagioclásio-biotita-magnetita, localizada em níveis inferiores no lado oeste do perfil 1. Notar que os cristais de plagioclásio apresentam poucas ou nenhuma disseminação de magnetita. Amostra B-3 (andesito basáltico). Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia mostrando o estilo pervasivo da associação de argilominerais e clorita, com sericita e quartzo subordinados. Observar alguns cristais de biotita ainda preservados. Na área direita média, calcopirita associada com clorita. Amostra D-2 (andesito basáltico). Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia ilustrando detalhe da alteração pervasiva com associação de quartzo-carbonatos-cloritas-argilominerais, produto da evolução dos veios que ocorrem em níveis inferiores do perfil (cf. texto). Notar, na zona central da imagem, agregados de calcopirita com clorita e carbonatos. Amostra C-1 (andesito basáltico). Polarizadores cruzados.

cristais euedrais a sub euedrais de actinolita e biotita, contrastados pelas intensidades de Ca e K, respectivamente. As intensidades isoladas de Fe, Ca e Si, indicam prováveis sulfetos/óxidos, apatita e algum quartzo, respectivamente. Destacam-se no plagioclásio áreas muito irregulares com intensidades bem variáveis de Ca e Na, as quais sugerem já a substituição do plagioclásio original por uma variedade mais sódica.

PRANCHA 5

BSC-Compo

Ca

Na

K

Fe

Si

Al

5.1.2 Assembleia biotita-plagioclásio-magnetita (“biotitização”)

Adota-se neste trabalho o termo “biotitização” para denominar esta assembleia hidrotermal que no senso convencional guarda correspondência com a alteração potássica, como discutido por Titley (1994).

É uma alteração de estilo seletivamente pervasivo de difícil reconhecimento em escala macroscópica devido às dimensões reduzidas da biotita neoformada e da preservação quase perfeita da textura porfírica original da rocha, observando-se em amostras de mão fenocristais de plagioclásio até 0,3 mm. Veios finos esbranquiçados, com espessuras inferiores a 1 mm cortam a rocha. As amostras E-3, C-4 e B-3 do perfil 1, representativas de profundidades de 574, 339 e 302 m, respectivamente, são as que exemplificam melhor este tipo de alteração. Em geral as cores das rochas são cinza escuro a pretas.

Microscópicamente se observa fenocristais de plagioclásio imersos em matriz microgranular composta por plagioclásio, em parte mais tardio, biotita, magnetita e quantidades reduzidas de epidoto, argilominerais e cloritas. Esta mineralogia, em níveis superiores (zona central direita e esquerda, *cf.* furos de sondagem, profundidade e Figura 5.1 do anexo 5) encontra-se superimposta por uma associação mais tardia contendo quartzo, anidrita, apatita, pirita e alguma calcopirita.

Plagioclásio aparece como fenocristais, em geral preservados, e na matriz. Em ambos os casos pode apresentar as típicas geminações primárias e zonamento composicional. As composições pontuais obtidas situam-se entre a andesina e a labradorita, com teores de anortita próximos aos limites entre estes membros, as quais devem refletir as composições originais. Entretanto, imagens composicionais mostram zonas com maiores quantidades de Na, tanto nos fenocristais quanto nos cristais matriciais, indicando substituição parcial do plagioclásio original por uma variedade mais sódica (Prancha 6).

Diversos cristais de plagioclásio apresentam tipicamente pequenas disseminações de magnetita e aparência turva devido à alteração por argilominerais, mais acentuada nos fenocristais, os quais ainda apresentam alguma alteração para sericita, nas zonas de núcleo, e eventualmente biotita. Na matriz, observam-se pseudomorfos de plagioclásio constituídos unicamente por argilominerais.

Biotita de alteração, com pleocroísmo em tons marrom a verde, constitui aproximadamente 35% do volume da rocha. Os cristais são euedrais a sub euedrais, placóides a algo ripiformes e apresentam dimensões que alcançam 0,08 mm. Aparecem na forma de cristais mais isolados ou grupos de diversos cristais e dispõe-se intersticialmente

PRANCHIA 6

BSC-Compo

Ca

Na

K

Fe

Si

Al

ao plagioclásio, muitas vezes alterando-os debilmente (Prancha 4, foto C e D). Em algumas regiões agregados de biotita parecem substituir completamente os minerais ferromagnesianos originais, possivelmente anfibólios e/ou piroxênios. A biotita, por vezes, está incipientemente alterada para clorita.

Magnetita ocorre diminuta, disseminada dentro de cristais de plagioclásio, e maior ($< 0,23\text{mm}$) formando cristais isolados euhedrais a subhedrais associados à biotita hidrotermal.

Anidrita ($< 0,2\text{mm}$) ocorre nos níveis um pouco superiores dos furos, onde também é observado um certo aumento de quartzo na matriz do andesito basáltico. Aparece associada à biotita hidrotermal e também formando veios e vênulas pouco espessas ($< 0.08\text{ mm}$) junto com epidoto, clorita e magnetita.

Apatita forma cristais subhedrais a anhedrais que coexistem com a biotita hidrotermal, detectados apenas em imagens BSE e confirmados com análises qualitativas pontuais EDS, que indicam também tratar-se de uma variedade bem pura. Neste tipo de alteração, os sulfetos estão praticamente ausentes, sobretudo nas zonas mais profundas onde ainda não é observado referido incremento relativo em quartzo nos andesitos basálticos.

Imagens BSE e mapas composicionais representativos são apresentados nas Pranchas 6, 7 e 8.

As imagens apresentadas nas Pranchas 6 e 7 foram obtidas em diferentes regiões da amostra B-3, enfatizando também cristais de plagioclásio e minerais intersticiais. Nos cristais de plagioclásio observa-se ainda típico zonamento oscilatório concêntrico, primário, bem marcado pelas variações relativas nas intensidades de Ca e Na. Zonas marginais relativamente mais ricas em Na, bem como algumas zonas irregulares nas zonas internas dos cristais, bem destacadas particularmente na prancha 7, indicam já processos de alteração. As imagens destacam também magnetita, biotita e clorita, além de possíveis apatita ou carbonato e epidoto. Áreas com intensidades altas de Ca e Fe, sem Al, devem estar associadas a algum mineral ferromagnesiano prévio ou, eventualmente, actinolita. Áreas com elevadas intensidades de Si isoladamente indicam também ocorrência de algum quartzo, por vezes associado à magnetita.

As imagens apresentadas na Prancha 8 correspondem à amostra E-3, representativa da alteração em níveis pouco superiores do furo E, em que anidrita aparece associada. Nesta imagem observa-se cristal ripiforme de plagioclásio com contornos irregulares da matriz e zona intersticiais laterais. Cristais diminutos de magnetita, biotita, clorita e quartzo ocorrem dentro do plagioclásio que apresenta zonas irregulares ora mais ricas, ora mais pobres, relativamente, em Ca ou Na, sugestivas, já de processos de alteração.

PRANCHA 7

BSC-Compo

Ca

Na

K

Fe

Si

Al

É interessante observar que nas vizinhanças imediatas de inclusões, o plagioclásio apresenta intensidades mais elevadas relativamente em Ca.

Nas zonas laterais, biotita, na forma de cristais euhedrais a subhedrais, dispersos aleatoriamente, é abundante. Algumas áreas na biotita mais ricas em K e pobres em Fe podem representar algum feldspato potássico. Cloritas, como na área esquerda superior das imagens também é típica. Pontuações diminutas, com intensidades de Ca altas podem representar apatita, carbonatos ou mesmo a anidrita.

PRANCHA 8

BSC-Compo

Ca

Na

K

Fe

Si

Al

5.1.3 Assembleia argilominerais-sericita-carbonatos-clorita (alteração SCC)

Esta assembleia é equivalente à denominada alteração SCC, conforme apresentada por Sillitoe e Gappe (1984), Bouzari e Clark (2006) e, Garza (2007). Em geral, esta alteração ocorre sobreposta e em níveis crustais superiores aos da “biotitização”, no setor centro esquerdo do perfil 1 (Figura 5.1, Anexo 5), onde alcança um estilo pervasivo, embora vestígios da “biotitização” prévia sobrevivam em proporções variadas através desta zona.

Macroscopicamente a rocha apresenta cor verde clara e aspecto friável. Ao microscópio, observa-se que nas amostras representativas de cotas mais profundas, os fenocristais de plagioclásios são substituídos quase que totalmente por sericita e em menor proporção por argilominerais. A clorita é o mineral mais abundante na matriz da rocha.

À medida que se examinam amostras representativas de níveis com cotas menores, argilominerais representam o produto principal da alteração dos feldspatos, e clorita, presente em quantidades menos abundante e por vezes associada com calcopirita, substitui completamente a biotita do evento hidrotermal anterior (Prancha 4, foto E). No lado esquerdo do perfil (*cf.* Figura 5.1, Anexo 5), veios com quartzo, carbonatos, escassa clorita, bem como alguma zeólita, são claramente associados com calcopirita e molibdenita. Por vezes estes veios podem estar compostos essencialmente por sericita, com quantidades subordinadas de clorita e calcopirita. Epidoto, associado à clorita e rutilo, ocorre formando pequenos agregados disseminados. Nos níveis mais elevados examinados, estes veios evoluem para um estilo pervasivo, como observado no lado oeste na amostra C-1 (Prancha 4, foto F).

Calcopirita é muito mais abundante que a pirita, e aparece intimamente intercrescida com agregados de clorita-carbonatos e sericita-cloritas. Quantidades algo mais elevadas de pirita aparecem mais tipicamente quando esta está associada diretamente com sericita-quartzo.

Carbonatos ocorrem na forma de diminutos cristais romboédricos isolados ou formando agregados de poucos cristais. Também ocorrem em pequenas vênulas com formatos sinuosos, nestes casos freqüentemente associados com quartzo, quando se nota significativo aumento na quantidade de calcopirita.

Análises de difração de raios-X confirmaram a presença de esmectita, caolinita e clorita (*cf.* Figuras 5.4, 5.5 e 5.6, Anexo 5) entre os produtos de alteração hidrotermal. Análises pontuais qualitativas EDS nos carbonatos, aliadas as formas romboédricas indicam que se tratam essencialmente de calcita. É interessante notar também (*cf.* Capítulo VII) que

amostras representativas deste tipo de alteração hidrotermal (e.g., Amostra C-2) apresentam teores elevados de Cu, ultrapassando 3.000 ppm.

5.1.4 Assembleia epidoto-carbonatos-clorita (alteração propilítica)

Esta assembleia mineralógica é encontrada nas zonas laterais da cava, nos furos G, V e W do perfil 1 e 3, respectivamente (Figura 5.1 e 5.3 do Anexo 5). Macroscopicamente o andesito basáltico alterado apresenta cor verde-acinzentada e aspecto “manchado”, dado por manchas de coloração verde limão de dimensões centimétricas, irregularmente distribuídas pela rocha. A textura em geral é porfírica, como observada na amostra W-1, embora este caráter aparentemente fica menos evidente nas zonas mais distais da cava. Veios finos (< 1mm), irregulares, constituídos essencialmente por clorita, com bordas de epidoto cortam as amostras.

Ao microscópio, observa-se que uma das características mais marcantes desta alteração é a “saussuritização” de plagioclásio que pode variar entre parcial, afetando somente os núcleos mais cálcicos, a seletivamente pervasiva, quando resulta em verdadeiros pseudomorfos constituídos pelos minerais de alteração.

Nas zonas mais internas da cava esta alteração é mais discreta e vestígios de alterações prévias, incluindo anfibólio actinolítico acicular, restos de biotita, apatita e anidrita são ainda observados. Os cristais de plagioclásio encontram-se quase que totalmente substituídos por epidoto, clorita e algum quartzo nas zonas mais internas, enquanto magnetita finamente disseminada e argilo-minerais concentram-se nas bordas (Prancha 9, foto A). Análises química apontam para composições primárias de labradorita sódica, com teores de anortita próximos a 52 %. Eventualmente, é possível observar ainda alguns resquícios de ferromagnesianos primários, possível anfibólio.

Nas porções mais externas da cava, esta alteração é notadamente mais intensa. Epidoto ocorre freqüentemente formando agregados cristalinos de formatos diversos, os quais conferem à rocha o aspecto manchado mencionado anteriormente. Nas partes menos alteradas, observa-se que os cristais de plagioclásio, por vezes, são alterados para sericita, argilominerais e epidoto e, por vezes, quase que totalmente substituídos por carbonatos. Em ambos os casos, vênulas albiticas muito finas cortam tanto o plagioclásio original quanto os seus produtos de alteração. Clorita ocorre intersticialmente ao plagioclásio e por vezes está associada com epidoto, titanita e carbonatos. Quartzo ocorre em pequenos agregados e, eventualmente, aparece em veios formados por clorita e pirita subordinada.

O estilo fissural de alteração é caracterizado por veios ($< 0,4$ mm) relativamente regulares e retos de carbonatos (essencialmente calcita) associados com clorita (com hábito fibro-radiado típico) e escassa pirita, e por veios de espessuras menores ($< 0,05$ mm) tipicamente anastomosados, em que ocorre unicamente a clorita.

Calcopirita é relativamente rara nesta alteração.

5.1.5 Associação feldspato potássico-sericita-quartzo (possível potássica)

Esta associação possivelmente está correlacionada com alteração potássica devido à presença de feldspato potássico-quartzo. Por outro lado, prefere-se a denominação associação, devido à presença adicional de sericita. É observada nas amostras F-1 e H-1 dos perfis 1 e 2, a 108 e 147 m, respectivamente, onde se manifesta em uma combinação de estilos pervasivo e fissural. Na amostra H-1, infere-se que é originada a partir de protolitos andesíticos pela localização do furo de sondagem. Na porção mais interna do furo F (amostra F-2 a 375 m), observa-se estilo fissural a seletivamente pervasivo com presença de feldspato potássico e quartzo parecem se sobrepor à prévia "biotitização".

PRANCHA 9

Fotomicrografia mostrando detalhe do processo de saussuritização de plagioclásio, especialmente fenocristais. Observar na matriz do andesito basáltico já “biotitizado”, com cristais de biotita alterados fracamente para clorita. Amostra V-3 (andesito). Polarizadores cruzados.

Amostra de andesito basáltico com quartzo e feldspato potássico em veio e agregados formando parte da matriz, como destacado na fatia artificialmente colorida (lado inferior). Observar que a rocha apresenta características iniciais da “biotitização”, a qual é acompanhada por aumento de quartzo e anidrita subordinada (lado superior). Amostra B-3.

Andesito basáltico (parte inferior) mostrando alteração de estilo pervasivo. A rocha apresenta tons rosáceos com “megacristais” anhedrais de cor branco e zonas brancas irregulares. Em algumas áreas, zonas verdes com formas irregulares. Na parte superior, mesma amostra, artificialmente colorida, para destacar a presença de feldspato potássico. Amostra F-1.

Fotomicrografia da amostra apresentada em C, ressaltando detalhe da alteração pervasiva com sericita e argilominerais formando “praias” em matriz criptocristalina com feldspato potássico abundante. No lado superior esquerdo, “megacristais” completamente substituídos na porção central por sericita e argilominerais e nas bordas por quartzo. Cristais de calcopirita e pirita ocorrem disseminados. Polarizadores cruzados.

Andesito mostrando venulação de feldspato-quartzo-zeólita-clorita-carbonatos, caracterizando alteração propílica de tipo fissural. À direita, fatia tingida ressaltando presença de feldspato potássico no veio. Amostra D-5. Fotografia de Goyzueta (2008).

Fotomicrografia do veio mostrado em E, destacando geminação no plagioclásio de origem hidrotermal junto a cristais anhedrais de pirita e quartzo. Na parte superior esquerda, anidrita na matriz do andesito. Polarizadores cruzados.

Macroscopicamente a rocha com intensidade mais fraca de alteração apresenta veios e manchas brancas em rochas que preservam ainda a maioria das suas características originais (Prancha 9, foto B), enquanto que no estilo pervasivo a rocha adquire tons rosáceos, com aparentes “megracristais” anhedrais brancos, além de zonas brancas mais irregulares. Em alguns setores observam-se também zonas esverdeadas (Prancha 9, foto C). Veios de quartzo com espessuras entre 2 e 7 mm cortam as amostras F-1 e H-1.

Microscopicamente nas zonas de intensidade mais fraca de alteração, os veios de 0,4 mm de espessura estão compostos por quartzo, feldspato potássico, anidrita, clorita, feldspatos alterados para sericita, calcopirita e pirita. Em alguns setores o feldspato potássico ocorre substituindo parcial (às vezes formando coronas) ou totalmente plagioclásio, assim como parte da matriz, como sugerido também pelos ensaios de coloração seletiva de feldspatos (Prancha 9, foto B).

Uma das características mais notórias é a presença de quartzo em duas gerações texturais, a primeira formada por cristais anhedrais ($< 0,15$ mm), que ocorrem formando “ninhos” e/ou agregados dispersos homoganeamente por toda a amostra. A segunda esta composta por cristais anhedrais menores, inferiores a 0,02 mm, às vezes intercrescidos com feldspatos potássicos.

Observam-se ainda resquícios de “biotitização”, observando-se biotita hidrotermal com pleocroísmo em tons de marrom a verde, formando ninhos, muitas vezes alterada para clorita, enquanto que o plagioclásio apresenta aparência turva devido à alteração para argilominerais. Moldes possivelmente de minerais ferromagnesianos estão completamente substituídos por clorita e algum epidoto. Anidrita forma ninhos e, por vezes, está associada com pirita.

Na intensidade pervasiva não é possível reconhecer resquícios da rocha original precursora. Observam-se zonas compostas por agregados de sericita, argilominerais ou ainda mistura dos dois, que por vezes parecem ser pseudomorfos de fenocristais prévios substituídos, imersos numa matriz micro- a criptocristalina quartzo-feldspática (Prancha 9, foto D). Quartzo também ocorre formando agregados (ca. 0,04 mm) e veios com espessuras até 0,1 mm, em geral associado com feldspato potássico, pirita, calcopritia, molibdenita, covelita, calcocita e bornita.

Clorita e carbonatos ocorrem em ninhos associados à calcopirita. Rutilo forma pequenos ninhos distribuídos aleatoriamente na rocha. Esta alteração de estilo pervasivo apresenta teores elevados de Cu (acima de 7.800 ppm na amostra H-1, perfil 2).

5.1.6 Veios de feldspatos-quartzo-zeólita-clorita-carbonatos (propilítica)

A assembleia biotita-plagioclásio-magnetita, descrita anteriormente, é freqüentemente cortada por veios com espessuras da ordem de 0,25 mm, constituídos pela associação feldspato-quartzo-zeólitas-cloritas-carbonatos, na qual aparecem ainda em quantidades subordinadas de epidoto, argilo-minerais e pirita.

Análises com microsonda eletrônica confirmaram a presença de zeólita cálcica e oligoclásio (*cf.* Capítulo VI), enquanto os ensaios de coloração seletiva de feldspato evidenciaram a presença comum de feldspato potássico (Prancha 9, foto E). Ao microscópio observa-se se apenas parte do plagioclásio apresenta geminação polissintética (Prancha 5, foto F).

A associação de minerais nestas vênulas é semelhante à alteração propilítica e predomina para as bordas do perfil 1 (Figura 5,1 do Anexo 5).

5.1.7 Veios de feldspato potássico-quartzo-argilominerais (potássica)

Veios com esta associação mineral foram observados na porção central e direita do perfil 1 e no nível superior do furo de sondagem C (amostra C-1, *cf.* Figura 5.1, Anexo 5). As diferenças mais marcantes com os veios descritos anteriormente são a ausência de zeólitas e a quantidade mais reduzida de clorita, epidoto e carbonatos. Adicionalmente, a presença de argilominerais é frequente como produto da alteração de feldspato potássico (Prancha 10, foto A). Biotita não aparece nestes veios, em nenhuma profundidade dos furos de sondagem examinados.

Estes veios são interpretados como um estágio inicial do evento que culminou com associação feldspato potássico-sericita-quartzo (alteração potássica) e foram incorporados dentro desta classificação na Tabela 5.1.

PRANCHA 10

Fotomicrografia mostrando veio composto por feldspato potássico-quartzo-argilominerais. Epidoto, carbonatos e clorita também ocorrem associados a estes veios, mas em quantidades subordinadas. Notar a presença de diminutos cristais de quartzo na matriz do andesito basáltico. Amostra E-2. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia ilustrando detalhe dos cristais anhedrais de quartzo distribuídos intersticialmente ao plagioclásio. Os cristais de plagioclásio apresentam aspecto turvo, produto de alteração para argilominerais. Amostra M-4. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia destacando fluxo magmático original marcado por sericita no riólito. À esquerda, veio de pirita com quartzo e muscovita. Observar fenocristal de quartzo recristalizado na parte superior direita e pirita disseminada. Amostra K-1. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia mostrando detalhe da distribuição pervasiva da sericita na matriz do riólito e fenocristais hialinos de quartzo. Na matriz, quartzo e pirita acompanham sericita. No lado superior direito, molde de fenocristal de feldspato substituído completamente por argilominerais. Amostra O-1. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia ilustrando veio de feldspato potássico no Pórfiro-1. O feldspato potássico apresenta exsolução de albita. A matriz também apresenta feldspato potássico e quartzo (parte superior esquerda). Amostra R-1. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia do Pórfiro I, destacando o aspecto turvo dos fenocristais de feldspatos devido à substituição parcial por argilominerais. Na matriz observam-se ninhos de clorita com carbonatos e/ou sericita, às vezes acompanhados por calcopirita. Amostra Q-2. Polarizadores cruzados.

5.1.8 Silicificação (quartzo)

Em Cuajone, a silicificação inclui unicamente quartzo, não incluindo outras variedades de sílica como calcedônia ou jaspe, mais próprias da silicificação, senso stricto, conforme Corbett e Leach (1998) como silicificação, onde além do quartzo tem-se calcedônia e jaspe. Distribui-se restritamente ao perfil 3, amostras R-4 e M-4, representativas das profundidades 724 e 373 m, respectivamente. A amostra M-4 localiza-se próxima ao contato com o riólito sericitizado, enquanto que a amostra R-4 ocorre como parte de lentes de quartzo dentro do andesito basáltico biotitizado.

Macroscopicamente a rocha tem cor cinza esverdeada a esbranquiçada, não se observando nenhuma textura reliquiar. Ao microscópio, aparece como superposição da textura original, com cristais de quartzo de dimensões entre 0,1 e 0,3 mm intersticiais ao plagioclásio (Prancha 10, foto B) e formando veios com espessuras que alcançam 0,4 mm.

O plagioclásio aparece por vezes, como na amostra M-4, com típico aspecto turvo devido à alteração para argilominerais, especialmente na matriz da rocha. Clorita ocorrem em ninhos e vênulas, associada à carbonatos, argilominerais e calcopirita. Pirita, subhedral a anhedral, ocorre ora como cristais pequenos disseminados, ora formando ninhos, ou ainda em vênulas com carbonato e quartzo, as quais apresentam bordas com sericita (Amostra M-4). A razão pirita/calcopirita em volume é bem elevada e estas rochas não apresentam quantidades mais significativas de Cu, como demonstrado pelas análises químicas (cf. Capítulo VII).

5.2 Riólitos

Este tipo de rocha aparece apenas no perfil 3 e na porções central superior e no lado oeste da cava. Apenas uma assembleia hidrotermal é mais típica da alteração destas rochas, a qual é descrita com mais detalhes a seguir.

5.2.1 Assembleia sericita-quartzo-pirita (sericitização)

A alteração que gera estas assembleia é bem expressiva em volume e afeta as rochas precursoras em estilos fissural, seletivamente pervasivo e pervasivo; neste último caso, obliterando quase que totalmente a textura original da rocha, como evidenciado nas amostras M-1 e O-1, que apresentam coloração cinza esbranquiçada muito característica.

Nas regiões onde a alteração é mais intensa, os fenocristais de feldspatos são completamente substituídos por combinações de sericita-quartzo ou sericita-quartzo-pirita, ou ainda somente por argilominerais. Em alguns deles observa-se uma intercalação paralela definida por sericita e quartzo, a sericita situando-se ao longo de planos de clivagem do cristal original. Os fenocristais de quartzo aparecem recristalizados e formam agregados, muitas vezes associados com pirita. Muscovita forma cristais lamelares relativamente grandes e resultam, possivelmente, da substituição de prévia biotita. No estilo seletivamente pervasivo de alteração, o quartzo é o único mineral que mantém seu hábito intacto e não é afetado pela sericitização.

A matriz está substituída por sericita abundante e, em menor proporção, quartzo, argilominerais, leucoxênio e pirita. Nas amostras K-1, L-2, M-2, e N-1, a sericita marca direções do fluxo magmático original (Prancha 10, foto C), enquanto que as amostras L-1, L-3, M-1 e O-1 apresentam aspecto mais maciço (Prancha 10, foto D). Em algumas amostras K-2, L-3, M-1, N-1 e M-2 parte da sericita (que substituiu minerais da matriz e fenocristais) foi transformada para argilominerais, que aparecem intimamente intercrescidos com ela, conferindo um aspecto menos compacto e uma coloração mais esbranquiçada para a rocha. Este último grupo enumerado entre as amostras examinadas já poderia indicar a superposição de uma alteração de tipo argílica intermediária (cf. Tabela 5.1) devido ao aumento expressivo da quantidade de argilominerais presentes.

Resultados de análises químicas revelaram valores superiores a 1.700 ppm de Cu para amostra O-1 representativa deste tipo de alteração.

5.3 Monzogranito-Quartzo monzonito pórfiros (Pórfiros I)

Estas rochas ocorrem na porção central inferior a superior direita do perfil 3 (cf. Figuras 5.3, Anexo 5). A alteração hidrotermal destas rochas resultou em duas assembleias minerais mais típicas: veios de quartzo-feldspato potássico e sericita-carbonatos-cloritas, que caracterizam alterações potássica e SCC, respectivamente; a primeira em estilo fissural, a segunda em estilo seletivamente pervasivo.

5.3.1 Veios de feldspato potássico-quartzo (alteração potássica)

Este tipo de alteração fissural não é muito expressivo e aparece nas mostras Q-2, R-1 e S-1. Entretanto, é importante destacar, como já discutido na parte de petrografia geral, que pelo menos uma parte do feldspato potássico e do quartzo matriciais poderiam

representar já produtos de alteração hidrotermal e, neste caso, teríamos uma evolução para um estilo de tipo seletivamente pervasivo.

Os veios e/ou vênulas são ora mono-minerálicos, constituídos essencialmente por feldspato potássico (Prancha 10, foto E), ora apresentam este mineral acompanhado de quartzo.

5.3.2 Associação sericita-carbonatos-cloritas (SCC)

Esta assembleia aparece tanto na matriz da rocha como substituindo fenocristais. Algumas amostras (Q-2, R-1 e S1 representativas das profundidades 78, 62 e 55 m respectivamente) apresentam fenocristais com aspecto turvo devido à alteração débil a moderada para argilominerais (Prancha 10, foto F) enquanto que em outras (P-3 e P-4, cotas 613 e 625 m, respectivamente) os fenocristais estão alterados para uma combinação de sericita e carbonatos.

Possíveis fenocristais prévios de biotita estão completamente substituídos por clorita e leucoxênio. Na matriz e às vezes sobre os fenocristais de feldspato observam-se ninhos de clorita, sericita e carbonatos ou clorita e carbonatos ou ainda somente carbonatos. Calcopirita e leucoxênio também são comuns nesta associação.

Aparentemente, a alteração do tipo sericita-clorita e carbonatos-argilominerais se sobrepõem à alteração quartzo-feldspato potássico da matriz e afeta debilmente os fenocristais.

Petrograficamente parece há uma correlação positiva entre as abundâncias de calcopirita e carbonatos, fato que encontra apoio nos dados químicos obtidos (*cf.* Capítulo VI).

5.4 Leuco quartzo dioritos-tonalitos pórfiros (Pórfiros II)

A diferença marcante entre estas rochas em relação aos Pórfiros I, está nos teores de feldspato potássico; texturalmente são muito similares, como destacado no capítulo anterior. As alterações predominantes observadas são igualmente similares, embora em algumas destas rochas a substituição por quartzo e pela assembleia sericita-argilominerais-carbonatos-cloritas não deixam nenhum resquício de feldspato potássico, seja na matriz seja em veios (Prancha 11, foto A). Já em outras amostras vênulas de feldspato potássico-quartzo são bem típicas (Prancha 11, foto B).

5.4.1 Veios de quartzo-feldspato potássico (alteração potássica)

Esta alteração, de estilo fissural, às vezes evolui para um estilo mais pervasivo, afetando também a matriz das rochas, como na amostra Q-3. Caracteriza-se por vênulas de quartzo e feldspato potássico (Prancha 11, foto B) ou monominerálicas, somente com feldspato potássico.

Também é observada uma associação de clorita-carbonato-epidoto $\pm$ quartzo $\pm$ rutilo, na matriz e, às vezes, em vênulas, mas com uma diferença importante: ausência de feldspato potássico. Epidoto também ocorre em cristais isolados sobre fenocristais de feldspatos, assim como traços de carbonatos. Sericita é muito escassa e ocorre alterando incipientemente alguns fenocristais de feldspatos, mas na amostra U-3 ela também constitui alguns veios irregularmente distribuídos.

5.4.2 Assembleia sericita-argilominerais-carbonatos-cloritas (SCC)

As amostras O-2, S-2, T-1, U-1 e U-2 apresentam este tipo de assembleia pertencente a uma alteração do tipo sericita-argilominerais-cloritas (SCC) com presença de carbonatos tal como observado por Garza (2007) no depósito de Cu pórfiro de Tiamaro - México.

Nesta associação os fenocristais de feldspatos ocorrem alterados a uma mistura de argilominerais e carbonatos com menor sericita ou de argilominerais $\pm$ carbonatos $\pm$ sericita. Os fenocristais de quartzo apresentam bordas de dissolução produto da substituição pela matriz, em alguns casos reduzindo seu tamanho. Alguns fenocristais estão recristalizados.

A matriz nas amostras O-2, U-1 e U-2, esta composta por um predomínio de sericita com escasso quartzo (Prancha 11, foto C) enquanto que nas amostras S-2 e T-1 predomina o quartzo sobre feldspatos (Prancha 11, foto D), estes últimos estão sendo alterados a carbonatos e argilominerais. Às vezes sericita e carbonatos ocorrem em finas vênulas (amostra T-1).

Em todas as amostras ninhos de cloritas frequentemente associadas à calcopirita ocorrem intersticiais na matriz, às vezes associadas com carbonatos ou com sericita. Também se observa pirita disseminada. Molibdenita foi observada nas amostras P-1, U-1 e U-2.

Resultados dos análises químicos mostram maiores teores de Cu e Mo para as amostras com este tipo de associação.

5.5 Micro-granodiorito pórfiro

Este tipo de rocha foi observado no perfil 2 e 3 na zona leste e inferior direita respectivamente. O protolito das amostras mais alteradas do perfil 2 foram inferidas por serem relacionadas com a menos alterada (J-3) apresentando textura muito semelhante com a amostra S-3 do perfil 3. Agregados de pequenos minerais de biotita só foram observados em duas das amostras fortemente alteradas do perfil 2 (amostras J-2 e J-4) não descartando a possibilidade que estas duas rochas sejam parte do andesito basáltico com resquícios da biotitização. A seguir descrição detalhada dos tipos de alterações.

5.5.1 Veio de feldspato potássico-quartzo (possível potássica)

Veios com feldspato potássico e quartzo foram observados na amostra T-2. Os veios mais típicos apresentam ca. 2 mm de espessura (Prancha 11, foto E). Além de feldspato potássico subedrais a anhedrais e quartzo, apresentam carbonatos, clorita, pirita e calcopirita em quantidades de traços. O feldspato potássico apresenta algumas lamelas de exsolução.

5.5.2 Assembleia argilominerais-sericita-clorita (SCC)

Esta assembleia é mais representativa da alteração das amostras J-2 e J-4. Macroscopicamente apresentam cor cinza verde e textura porfírica, com fenocristais de feldspatos < 4 mm, imersos em matriz microcristalina. Um veio fino de quartzo com pirita, com borda alteração de cor cinza de aproximadamente 1 cm de espessura corta a amostra.

Ao microscópio observa-se textura porfírica seriada com moldes de feldspatos completamente substituídos por argilominerais. A matriz está constituída por diminutos cristais de quartzo intercrescidos com sericita e, por vezes, argilominerais. Clorita ocorre em agregados na matriz e às vezes formando ninhos dentro de moldes formados pelos argilominerais (Prancha 11, foto F). Biotita é mais esporádica e apresenta-se em pequenos minerais ($\leq 0,1$ mm) formando ninhos, às vezes acompanhando as cloritas.

Veio de quartzo e pirita com bordas de sericita massiva, as quais já representam a evolução para um estilo mais pervasivo, bem como vênulas muito finas contendo sericita e pirita, cortam a amostra. Estes veios evidenciam superimposição de alteração mais tipicamente sericitica. Carbonatos não ocorrem e o principal mineral opaco observado é a magnetita. Pirita e, em menor proporção, calcopirita, parecem estas associadas diretamente

com a sericitização posterior. Determinações químicas (Capítulo VII) indicam teores de até ca. 1.200 ppm para Cu na amostra J-2.

PRANCHA 11

A Aspecto geral do Pórfiro II, em que os ensaios de colorimetria não indicam presença significativa de feldspato potássico (fatia inferior). Amostra O-2.

B Detalhe da alteração em estilo fissural no Pórfiro II, representada por veios de quartzo-feldspato potássico, e bem destacada na fatia artificialmente colorida inferior. Observar no lado esquerdo que o feldspato potássico, ao parecer, parece “invadir” e incluir-se como parte da matriz da rocha. Amostra Q-3.

C Fotomicrografia com destaque para a associação sericita-argilominerais-carbonatos-clorita. Os fenocristais de feldspatos estão sendo alterados por uma mistura de argilominerais e carbonatos. Observar predomínio de sericita na matriz, assim como ninhos de clorita, acompanhada por calcopirita. Amostra O-2. Pórfiro II. Polarizadores cruzados.

D Ilustração da matriz do Pórfiro II, com quartzo abundante. Os fenocristais de feldspatos estão sendo alterados por argilominerais e carbonatos. À esquerda veio de quartzo sugerindo um aumento de “silicificação” nesta amostra. Amostra S-2. Polarizadores cruzados.

E Microgranodiorito pórfiro mostrando veio de feldspato potássico e quartzo, que caracterizam o estilo fissural mostrado na fatia artificialmente colorida do lado direito. Amostra T-2. Imagem de Goyzueta (2008).

F Fotomicrografia destacando matriz constituída por quartzo, sericita (ser) e argilas (ARCs) no possível microgranodiorito pórfiro localizado no perfil 2. Fenocristais de feldspatos com aspecto turvo devido dado por argilominerais. Observar resquícios de agregados dispersos de biotita (bt). Amostra J-4. Polarizadores cruzados.

5.5.3 Sericitização

Embora este termo não seja o melhor adequado, já que implica na presença da assembleia quartzo-sericita-pirita, foi empregado devido à presença essencial de sericita. É uma alteração de estilos pervasivo (Amostra J-1) e fissural (Amostras T-2 e J-3).

Macroscopicamente, no estilo pervasivo, a amostra apresenta cor cinza a creme acinzentado com esporádicos resquícios de fenocristais. Ao microscópio se observa sericita massiva e em alguns setores argilominerais, que parecem preencher completamente resquícios de moldes de fenocristais prévios. Diminutos ($\leq 0,05$ mm) grãos de quartzo ocorrem formando ninhos, agregados e às vezes em finos veios, com espessuras inferiores a 0,5 mm, como cristais $\leq 0,4$ mm. Pirita se apresenta disseminada em toda a amostra, bem como associada aos veios de quartzo. Calcopirita ocorre em quantidades de traços.

No estilo fissural, além da sericita em veios (Prancha 12, foto A), observa-se micas brancas maiores (até ca. 0,5 mm), com birrefringências algo mais elevadas e formas de leque, que se distribuem junto com os veios ou muitas vezes em grupo de 3 a 4 minerais isolados ou associados à clorita, carbonatos, epidoto, argilominerais e calcopirita. É digno de nota que estes veios cortam o veio de feldspato potássico-quartzo da amostra T-2. Nesta amostra, os teores de Cu alcançam ca. 2.800 ppm.

5.6 Micro-tonalito pórfiro

Este tipo de rocha foi caracterizado somente em uma amostra do perfil 3. A sua classificação, como já mencionado, foi dificultada pela dificuldade em se discriminar entre feldspato potássico de origem primária e de origem hidrotermal na amostra. A sua classificação como uma rocha tonalítica assume que a maior parte do feldspato potássico, como detectada nos ensaios de colorimetria, é de origem hidrotermal, representando e evolução de uma alteração fissural para um estígio mais pervasivo. Alternativamente, a rocha representaria teria composição granodiorítica e a alteração seria predominantemente de tipo fissural.

5.6.1 Veios de feldspato potássico-quartzo (potássica)

Ao microscópio, apresentam dimensões muito reduzidas, dificultando, por vezes, o seu reconhecimento. O feldspato potássico é anhedral e ligeiramente peritítico. Em setores,

estes veios parecem evoluir e se confundem com a matriz da rocha, sugerindo uma alteração seletivamente pervasivo.

5.6.2 Associação argilominerais-clorita-carbonatos-epidoto (propilítica)

Este tipo de associação decorre da alteração de plagioclásio essencialmente a argilominerais, carbonatos, por vezes associados com sericita e/ou cloritas e/ou epidoto que também aparecem formando ninhos, agregados irregulares e vênulas diversas (Prancha 12, foto B), intersticiais ao quartzo e ao feldspato da rocha. A calcopirita está intimamente relacionada com esta associação mineral.

5.7 Quartzo latito pórfiro

Esta rocha foi caracterizada nos perfis 2 e 3, neste último somente em uma amostra, com alteração mais incipiente. Apresenta um tipo dominante de alteração (SCC), descrita a seguir.

5.7.1 Assembleia carbonatos-sericita-argilomineais-clorita (SCC)

Esta assembléia se desenvolve em grau fraco a moderado e afeta principalmente as amostras do furo de sondagem I (Figura 5.2, Anexo 5). Em amostras de mão, as rochas menos alteradas apresentam cor cinza clara e textura porfírica seriada bem definida, com fenocristais de feldspatos de cor branca e de quartzo hialino. Nas amostras com intensidade moderada a rocha tem cor cinza esverdeada e os fenocristais de feldspatos não são tão bem definidos.

Ao microscópio se observa que os feldspatos e parte da matriz estão sendo alterados a uma mistura de carbonatos e sericita, carbonatos e argilominerais e sericita e, às vezes, epidoto. A biotita está completamente substituída por micas brancas (Prancha 12, foto C) e clorita aparece esporadicamente formando ninhos junto com a sericita.

Calcopirita e pirita ocorrem disseminadas, associadas à sericita-carbonatos ou carbonatos-argilominerais-sericita. Os resultados das análises químicas indicam teores de Cu de ca. 4.900 ppm para a amostra I-3, que apresenta maior intensidade de alteração.

Cabe salientar que evidência de biotita transformada a muscovita é indicativa de forte alteração de sericitização, mas devido à quantidade maior de carbonato que esta alteração apresenta foi correlacionada com alteração do tipo SCC, além de ter epidoto como mineral

auxiliar. Sendo assim, a muscovita poderia representar indícios de començos de alteração sericítica.

5.8 Outras rochas

Traquito: Ocorre nos perfis 1 e 3 em que está representada pelas amostras D-6 e K-3, respectivamente. A primeira apresenta alteração de intensidade moderada e estilo seletivamente pervasivo. Agregados de cloritas, carbonatos, epidoto e leucoxênio estão substituindo completamente os minerais ferromagnesianos prévios. Esta associação também pode afetar debilmente aos fenocristais de feldspatos e parte da matriz. Em geral os feldspatos potássico, seja fenocristalinos seja da matriz apresentam aspecto turvo devido à alteração para argilominerais (Prancha 12, foto D e E). Finas vênulas de feldspato potássico com quartzo cortam a rocha. Pirita e calcopirita ocorrem disseminadas, às vezes associadas com clorita. Resultados de análises químicas para a amostra D-6 revela 2.065 ppm de Cobre.

A segunda (amostra K-3) apresenta alteração similar com carbonatos e sericita de origem hidrotermal intersticiais aos cristais ripiformes de feldspato. Clorita e leucoxênio substituem completamente os minerais ferromagnesianos prévios. Quartzo ocorre formando ninhos e agregados, às vezes associado com clorita e calcopirita (Prancha 12, foto F). Vênulas constituídas ora por sericita, ora por clorita cortam a rocha. Esta amostra não evidenciou teores de cobre significativos nos resultados químicos.

Como ressaltado acima, parte ou quase todo o feldspato potássico deste litotipo poderia ser de origem hidrotermal, sobretudo na amostra D-6, onde já não é possível observar cristais com hábitos ripiformes. Neste sentido, esta rocha poderia ter sido submetida a um evento de metassomatismo potássico prévio seguido de uma propilitização de intensidade fraca.

Microbrecha: Nesta rocha observam-se fragmentos de fenocristais de feldspatos parcial e completamente substituídos por carbonatos, sericita e argilominerais ou ainda por uma combinação destes minerais. A matriz esta quase que completamente substituída por uma mistura de sericita e argilominerais. Em setores aparece orientação planar marcada pela sericita, que deve evidenciar fluxo primário. Disseminações de pirita e calcopirita distribuem-se principalmente na matriz.

PRANCHA 12

Fotomicrografia ilustrando detalhe do veio de sericita no microgandiorito pórfiro. Observe-se que a sericita não está associada com quartzo e apresenta aspecto bem massivo. Amostra J-4. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia ilustrando venulação de carbonatos-clorita-argilomierais-calcopirita, com epidoto subordinado, no microtonalito pórfiro. Amostra R-3.

Fotomicrografia destacando a associação sericita-argilominerais-carbonatos-clorita. Os fenocristais de feldspatos estão sendo alterados por uma combinação de argilominerais, sericita e carbonatos. Observar ninhos de sericita com carbonato e ninhos de cloritas com calcopirita na matriz. Na parte inferior, cristal grande de muscovita (mus). Amostra I-3. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia da matriz do traquito que ocorre no perfil 1. A matriz composta essencialmente por feldspato potássico apresenta aspecto turvo devido à alteração por argilominerais. Na parte superior da imagem, ninho de clorita em fenocristal parcialmente substituído de feldspato potássico. Amostra D-6. Polarizadores cruzados.

Mesma imagem da fotomicrografia em D, com luz plano polarizada. Notar o aspecto límpido do quartzo em relação ao feldspato potássico de aparência turva e que, clorita além de substituir fenocristais, também ocorre intersticial na matriz.

Fotomicrografia com destaque para o traquito do perfil 3 onde ainda é possível observar parte dos cristais ripiformes de cristais magmáticos de feldspato potássico. Cristais de feldspato potássico micro a criptocristalino neoformados, distribuem-se dentro dos cristais ripiformes. No centro, agregado de quartzo-carbonato e clorita. Amostra H-1. Polarizadores cruzados.

CAPITULO VI

QUÍMICA MINERAL E PARÂMETROS INTENSIVOS

Este capítulo reúne os dados e discussões relativas às determinações pontuais qualitativas (EDS) e quantitativas (WDS) das composições químicas e variações composicionais de minerais presentes em amostras alteradas mais típicas da Mina Cuajone.

Análises EDS foram efetuadas em geral durante as etapas de imageamento BSE de amostras selecionadas para alguns minerais constituintes das assembleias de alteração definidas, bem como alguns acessórios. Estas análises, aliadas aos dados petrográficos, permitiram confirmar que os carbonatos presentes são essencialmente calcíticos, e verificar a presença de anidrita, titanita, óxidos de Ti, etc.. Análises em magnetita mostraram que a magnetita em geral é bem pura, com quantidades menores de Mn; entretanto, a magnetita presente na assembleia actinolita-plagioclásio-magnetita apresenta teores algo mais elevados de Ti.

As análises quantitativas foram efetuadas para plagioclásios primários e de alteração, feldspatos potássicos e para os minerais máficos mais típicos das diferentes associações e/ou assembleias de alteração. Os dados obtidos para micas e cloritas foram utilizados para avaliação de alguns parâmetros intensivos, como detalhado na segunda parte do capítulo.

6.1 Química mineral e variações composicionais

Dados analíticos representativos são apresentados nas Tabelas que constituem o Anexo 6. A seguir os resultados obtidos e discussões são apresentados por grupo (ou supergrupo) mineral.

6.1.1 Grupo dos feldspatos

As análises obtidas para plagioclásio no andesito basáltico revelam que as composições primárias são relativamente cálcicas e correspondem essencialmente a labradorita, com alguma andesina e rara bytownita (Figura 6.1, Tabela 6.1A, Anexo 6). No caso do microgranodiorito pórfiro, as composições são menos cálcicas e correspondem aos campos do oligoclásio (predominante) e andesina, enquanto que no Pórfiro I, situam entre próximas ao limite entre oligoclásio e andesina. Em geral, os teores de anortita em

plagioclásio primário tornam-se progressivamente menores dos andesitos basálticos para os pórfiros I e destes para os microgranodioritos.

Os cristais de plagioclásio desenvolvidos nas fases de alteração hidrotermal apresentam composições mais evoluídas (Figura 6.2). Neste ponto, é necessário destacar que a seleção de pontos para incidência do feixe eletrônico apresenta inevitavelmente alguns vieses, uma vez que esta seleção implica necessariamente na escolha de zonas mais límpidas nos cristais a serem analisados e zonas alteradas fatalmente conduzem a resultados inadequados.

Assim, nos veios de feldspatos-quartzo±clorita±zeólita±epidoto no andesito basáltico, que caracterizam a alteração propilítica apresentam composição de oligoclásio, assim como no caso da alteração cálcio-sódica, mas alcança a andesina. Já no Pórfiro II, com o plagioclásio presente nos veios quartzo-feldspáticos e na alteração de tipo SCC, corresponde a uma albita, por vezes com An < 5 %, caso em que já se classifica como feldspato alcalino.

Os cristais de feldspato potássico analisados dos veios de quartzo-feldspato potássico que caracterizam a alteração potássica nos Pórfiros I e II são relativamente ricos na molécula de Ortoclásio, com teores entre 70 e 93 % mol. de Or, com An < 2 % mol. (Figura 6.3, Tabela 6.1B, Anexo 6).

Figura 6.1: Diagrama ternário Albita-Anortita-Ortoclásio, mostrando as composições químicas de plagioclásio primário no andesito basáltico, microgranodiorito pórfiro e Pórfiro II na Mina Cuajone.

Figura 6.2: Diagrama ternário Albite-Anortita-Ortoclássio, mostrando as composições químicas de plagioclásio de alteração hidrotermal: propilítica e cálcio-sódica no andesito basáltico, SCC e veios de qz-FPs no Pórfiro II na Mina Cuajone.

Figura 6.3: Diagrama ternário Albite-Anortita-Ortoclássio, mostrando as composições químicas de feldspato potássico de alteração hidrotermal nos veios de quartzo-FPs que caracterizam a alteração potássica nos Pórfiros I e II na Mina Cuajone.

6.1.2 Mineral do grupo das zeólitas

Análises para o mineral do grupo das zeólitas encontrado em veios associados à alteração propilítica, foram obtidas para as amostras C-3 e C-4. Análises representativas e respectivas fórmulas estruturais, calculadas para 32 O, são apresentados na Tabela 6.2, Anexo 6.

As composições obtidas são relativamente homogêneas, com variações mais significativas em SiO₂, Al₂O₃, CaO, Na₂O e K₂O. Os teores em SrO variam desde abaixo do limite de detecção até ca. 1,13 % em peso, enquanto os de BaO são próximos ou inferiores ao limite de detecção. Trata-se de uma variedade de zeólita cálcica, com razões catiônicas Ca/(Ca+Na+K) e Al/(Al+Si) entre 0,81 e 0,92 e entre 0,27 e 0,31 respectivamente, com conteúdos de H₂O (estimados por diferença simples), em torno de 8 a 12 % em peso.

A complexidade químico-estrutural deste grupo mineral (e.g., Deer *et al.*, 2004) torna difícil por vezes identificar precisamente uma zeólita específica dentro do grupo. Considerando as proporções catiônicas médias das fórmulas estruturais calculadas, a zeólita encontrada deve tratar-se de uma *yugawaralita*, um mineral relativamente raro, descrito em alguns sistemas hidrotermais recentes associados a rochas básico-intermediárias, com fórmula estrutural ideal Ca[Al₂Si₆O₁₆].4H₂O (cf. Deer *et al.*, 2004).

6.1.3 Supergrupo dos anfibólios

Análises para anfibólios foram obtidas para as amostras M-5, V-3 e B-3. Os anfibólios estudados são do subgrupo cálcico (Hawthorne *et al.*, 2012) e se classificam como actinolita e magnésio-hornblenda. Nas Figuras 6.4 e 6.5 são apresentados diagramas de classificação, de acordo a sistemática de classificação convencional (Leake *et al.*, 1997) e com a nova sistemática aceita pelo IMA, recentemente proposta por Hawthorne *et al.* (2012).

Apesar das diferenças da nova sistemática de classificação do supergrupo dos anfibólios apresentada por estes últimos autores serem em alguns casos bem significativas, no caso das composições obtidas para as amostras estudadas, os nomes indicados são essencialmente os mesmos.

Figura 6.4: Diagrama de classificação de anfíbólio cálcicos convencionais, segundo Leake *et al.* (1997), para anfíbólios das zonas de alteração sódo-cálcica, propilítica, biotitização da Mina Cuajone.

Figura 6.5: Diagrama de classificação de anfíbólio cálcicos convencionais, segundo Hawthorne *et al.* (2012), para anfíbólios das zonas de alteração sódo-cálcica, propilítica, biotitização da Mina Cuajone.

As composições obtidas para os anfíbólios são relativamente homogêneas nestes diagramas e plotam próximo da divisa entre actinolita e magnésio-hornblenda em ambos os esquemas de classificação. São relativamente magnesianos com $mg\#$ [= $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ em cátions] entre ca. 0,7 e 0,9 e com $Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Fe^{2+})$, estimado estequiometricamente, entre ca. 0,0 e 0,5. O anfíbólio presente nas alterações propilítica e biotitização corresponde a

magnésio-hornblenda, enquanto que o presente na alteração cálcio-sódica é mais tipicamente actinolítico, como esperado neste tipo de alteração.

As principais variações composicionais encontradas podem ser adequadamente expressas por meio dos parâmetros ^{IV}Al e $(^{VI}Al+Fe^{3+}+2Ti)$, que refletem a substituição de tipo tchermaquímica em anfibólios, e são representadas no diagrama da Figura 6.6. Esta Figura mostra uma excelente correlação linear entre estes parâmetros indicando a importância da referida substituição, particularmente para descrever as variações composicionais no intervalo actinolita-hornblenda do anfibólio que caracteriza a alteração cálcio-sódica. As demais alterações parecem resultar em composições mais homogêneas; entretanto, nestes casos, o número de análises disponível é relativamente mais restrito.

Os teores de MnO , TiO_2 e ZnO são relativamente baixos nos três tipos de alteração cálcico-sódica, biotitização e propilítica (Tabela 6.3, Anexo 6).

Figura 6.6: Diagrama ^{IV}Al vs $(^{VI}Al+Fe^{3+}+2Ti)$ ilustrando as variações composicionais dos anfibólios das zonas de alteração cálcico-sódica, propilítica, biotitização e possível anfibólio primário da Jazida de Cuajone.

6.1.4 Grupo da clinozoizita

Análises de epidoto *sensu lato* foram obtidas para amostras com alterações cálcico-sódica, propilítica e SCC. Os resultados analíticos, fórmulas estruturais e parâmetros relacionados são apresentados na Tabela 6.4, Anexo 6. Os minerais analisados se classificam como clinozoizita e epidoto, grupo da clinozoizita, supergrupo do epidoto, conforme nomenclatura sugerida pelo IMA (Armbruster *et al.*, 2006).

As principais variações composicionais observadas estão relacionadas a substituição simples entre Al e Fe^{3+} , conforme ilustrado na Figura 6.7. Elementos presentes que merecem destaque nas amostras são o Mn (0,022-0,034 c.p.f.u.) e o Sr (0,001-0,018 c.p.f.u.). Os terras raras analisados, Ce e Gd, apresentaram teores sempre próximos ou abaixo dos respectivos limites de detecção.

Figura 6.7. Diagrama catiônico Al^{T} vs $\text{FeIII}(\text{T})$ (Fe total calculado como Fe^{3+}) para minerais do grupo da clinozoizita de amostras selecionadas representativas das alterações cálcico-sódica, propilítica e SCC da Mina Cuaione.

Na série simples clinozoizita-epidoto as proporções relativas destes membros finais podem ser expressas na forma $\text{Al}^{\text{T}}/(\text{Al}^{\text{T}}+\text{Fe}^{3+})$ expressa em cations, em que Fe^{3+} está relacionado à proporção molecular de epidoto, ou como também descrito, à molécula pistacita. Este parâmetro varia no intervalo entre 0,57 e 1,02 nas amostras analisadas (cf. Tabela 6.4, Anexo 6). As relações simples entre Al^{T} e FeIII (Figura 6.7) mostram que as amostras representativas da alteração propilítica do microgranodiorito apresentam valores significativamente maiores para a razão $\text{Al}^{\text{T}}/\text{FeIII}$ quando comparadas com as demais amostras pertencentes ao andesito basáltico e dentre estas últimas, são observadas razões maiores para alterações SCC em relação à alteração propilítica. As composições obtidas para amostras da alteração SCC parecem cobrir o espectro composicional obtido para as alterações propilítica e cálcico-sódica.

6.1.5 Biotita

Dados químicos para a biotita hidrotermal representativas das alterações “biotitização”, “biotitização” com anidrita, “biotitização” com clorita e propilítica do andesito basáltico são apresentados na Tabela 6.5, Anexo 6.

Na Figura 6.8 apresenta-se o diagrama de classificação para biotitas (e.g., Deer *et al.*, 1978) em termos das moléculas de eastonita, siderofilita, flogopita e annita. Neste diagrama, as composições obtidas revelam-se bem homogêneas, relativamente magnesianas, com pequenas variações no número fe# [= $\text{Fe}^{\text{T}}/(\text{Fe}^{\text{T}}+\text{Mg})$ em cátions], entre 0,3 e 0,5, e pouco maiores no conteúdo de Al tetraédrico, entre 2,4 e 2,8 c.p.f.u. Os menores e maiores valores para fe# são observados para biotita associada com anidrita e clorita, respectivamente. As biotitas representativas das alterações “biotitização” e propilítica apresentam valores intermediários. Por outro lado, as variações de $^{\text{IV}}\text{Al}$, incluindo o menor e o maior valor, são observadas na biotitização. De forma geral, os valores médios deste parâmetro aumentam da alteração propilítica para as alterações de biotitização e biotitização com anidrita seguidas de alteração de biotitização com cloritas.

Figura 6.8: Diagrama para classificação das biotitas das zonas de alteração biotitização, biotitização com anidrita, biotitização com clorita e alteração propilítica da Mina Cuajone (Deer *et al.*, 1978).

No diagrama triangular $\text{FeO}^{\text{T}}\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-MgO}$ (Figura 6.9), que permite relacionar distintos campos composicionais de biotitas de diferentes associações graníticas, as composições obtidas plotam todas entre os campos cálcio-alcalino a subalcalino de Chevrement *et al.* (1988). Neste mesmo diagrama, Nockolds (1947) diferencia três campos; o campo I corresponde a biotita associada à muscovita+topazio+fluorita+etc; o campo II está composto por biotita que não está acompanhada de outras fases ferromagnesianas e o campo III corresponde a biotita associada a hornblenda, piroxênio e/ou olivina. No caso das biotitas de Cuajone, elas distribuem-se entre os campos II e III, e dentro do campo III, na parte mais típica de rochas portadoras de olivina ou piroxênio.

Figura 6.9: Diagrama mostrando os campos composicionais das biotitas das zonas de alteração biotitização, biotitização com anidrita, biotitização com clorita e alteração propilitica no diagrama $\text{FeO}^{\text{T}}\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$ de Chevrement *et al.* (1988) para a Jazida de Cuajone. Os campos em vermelho são definidos por Nockolds (1947).

De acordo com a sistemática discriminante de Nachit (1994) para separar biotitas primárias de secundárias, todas as composições obtidas plotam, como esperado, no campo correspondente às biotitas secundárias (Figura 6.10).

Figura 6.10: Diagrama triangular FeOt+MnO/TiO₂*10/MgO de Nachit (1994) mostrando as variações da composição da biotita hidrotermal nas diferentes alterações do andesito basáltico e subdivisões entre os campos das biotitas primárias (A) e secundárias (B).

6.1.6 Micas brancas (sericita/muscovita)

Micas brancas ocorrem essencialmente associadas às alterações SCC e sericitização, mas também, em alguns casos se apresentam alterando incipientemente plagioclásio da alteração de biotitização. Também foram feitas análises de micas brancas no pórfiro II e microgranodiorito porfirítico afetados pelas alterações SCC e “sericitização” respectivamente. Neste último as micas ocorrem com tamanhos maiores e formas de leque como descrito especificamente no capítulo de alterações. Dados representativos são apresentados na Tabela 6.6, Anexo 6.

As características químicas das micas brancas analisadas, particularmente as proporções catiônicas de Mg, Ti e Na (Figura 6.11) são mais típicas de micas secundárias, como ilustrado no diagrama visualizado de Miller *et al.* (1981) e, de fato, apenas duas composições, representativas do microgranodiorito pórfiro, plotam no campo de micas primárias.

Figura 6.11: Diagrama ternário Mg-Ti-Na de Miller *et al.* (1981) para a composição de muscovita. P: campo composicional das micas primárias. S: campo composicional das micas secundárias.

As variações composicionais destas micas são ilustradas no diagrama ternário Fe-Mg-Ti em proporções catiônicas, apresentado na Figura 6.12 e no diagrama Al^T vs $mg\#$ [= $Mg/(Mg+Fe^T)$] em cátions, apresentado na Figura 6.13.

No diagrama triangular Fe-Ti-Mg nota-se em geral que todas as micas brancas apresentam valores baixos em Ti com tendência a conteúdos maiores de Mg. As quantidades de Ti de menor a maior abundâncias são dada pelas micas brancas correspondentes às alterações no andesito basáltico seguidas pelas micas correspondentes à sericitização no riólito e no pórfiro II e finalmente pelas micas correspondentes à sericitização no microgranodiorito. Quantidades proporcionalmente maiores de Mg estão presentes nas micas da sericitização do riólito seguidas pelas alterações no andesito basáltico e finalmente pórfiro II e microgranodiorito pórfiro.

Figura 6.12: Diagrama ternário Fe-Mg-Ti, ilustrando variações composicionais de micas brancas das alterações biotitização e SCC no andesito basáltico, sericitização no riólito, SCC no pórfiro II e sericitização no microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone. Legenda como na Figura 6.10.

No diagrama Al^T vs $mg\#$ da Figura 6.13 observa-se que as composições de micas representativas da alteração de sericitização no riólito são as que abrangem maior intervalo de variação de $mg\#$, entre 0,53 a 0,80 e Al^T , entre 4,9 e 5,4. No caso do andesito basáltico, a mica branca que se desenvolve em plagioclásio da alteração de biotitização mostra conteúdos maiores de Al^T e abrange o intervalo de $mg\#$ entre 0,37 e 0,58. Já as micas brancas desenvolvidas pela alteração de SCC e as que alteram os feldspatos na alteração de biotitização com cloritas apresentam valores Al^T , mais baixos, com $mg\#$ entre 0,52 e 0,61 para a SCC e entre 0,61 e 0,70 para a biotitização com cloritas.

As micas brancas na alteração SCC do pórfiro II distribuem-se em um campo mais restrito, com valores menores para $mg\#$ (entre 0,44 e 0,45) e Al^T (entre 5,2 a 5,4) quando comparadas às micas do microgranodiorito pórfiro, que apresentam intervalo algo mais amplo de $mg\#$ (entre 0,41 e 0,59) e valores superiores para Al^T (entre 5,3 e 5,5).

Figura 6.13:Diagrama Al^T vs mg# para as micas brancas nas alterações de biotitização e SCC no andesito basáltico, sericitização no riólito e sericita do pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.

6.1.7 Cloritas

As cloritas que ocorrem nas diferentes alterações de biotitização, propilítica e SCC do andesito basáltico, na SCC do pórfiro II e na propilítica do microgranodiorito são classificadas no diagrama de Hey (1954) da Figura 6.14 como ripidolita, com $0,20 \leq \text{fe\#} \leq 0,37$ e $\text{Si} \leq 5,6$, enquanto que clorita da alteração propilítica e algumas da biotitização e SCC do andesito basáltico correspondem a pycnoclorita, as primeiras sendo as que apresentam os maiores valores para o parâmetro fe#.

Figura 6.14: Diagrama de Hey (1954) para classificação de cloritas nas alterações no andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.

O diagrama da Figura 6.15 mostra que entre as alterações do andesito basáltico, as composições de clorita associada à alteração SCC apresentam $mg\#$ maiores (entre 0,74 e 0,80) e valores entre 0,43 a 0,48 para a razão $Al/(Al+Si)$. A clorita associada à alteração de biotitização (com SCC incipiente, *cf.* capítulo sobre alterações) apresenta valores menores para $mg\#$ (entre 0,70 e 0,74), mas valores superiores para a razão $Al/(Al+Si)$, entre 0,49 e 0,51. Na alteração de biotitização com presença de clorita, os valores $mg\#$ e as razões $Al/(Al+Si)$ variam entre 0,67 e 0,69 e entre 0,44 e 0,48, respectivamente, enquanto que as composições associadas à alteração propilítica apresentam os valores mais baixos para $mg\#$ (0,63) e $Al/(Al+Si)$, entre 0,42 e 0,44. As composições da clorita de alteração do pórfiro II, comparadas as observadas na alteração propilítica do microgranodiorito pórfiro, apresentam, respectivamente, valores inferiores para ambos os parâmetros $mg\#$ e $Al/(Al+Si)$: 0,65-0,69 e 0,48- 0,49, e 0,73 e 0,48, respectivamente.

Figura 6.15: Diagrama $Al/(Al+Si)$ vs $mg\#$, mostrando as variações composicionais de clorita nas alterações do andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.

As relações entre ^{VI}Al e $Fe+Mg$ (Figura 6.16) demonstram novamente, à exceção de um ponto isolado para uma composição relacionada à alteração SCC do andesito basáltico, que é muito contrastada das demais, uma excelente correlação negativa para o conjunto de dados, que naturalmente reflete as substituições envolvendo estes elementos nos sítios octaédricos da clorita. De forma geral, existe superposição significativa de composições representativas das diversas alterações neste diagrama. Destacam-se pontos mais isolados com valores mais elevados e mais baixos para ^{VI}Al e $Fe+Mg$ no caso da alteração do pórfiro II e da alteração SCC do andesito basáltico. com alteração SCC.

Figura 6.16: Diagrama $VIAl$ vs $Fe+Mg$ ilustrando as variações composicionais de cloritas nas alterações do andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.

6.2 Parâmetros intensivos de cristalização

Nesta seção, as informações químicas obtidas são utilizadas para estimar alguns parâmetros intensivos de potencial interesse. São estimadas temperaturas de cristalização a partir das composições obtidas para cloritas e estimativas de fugacidades de espécies voláteis (F, Cl) e de índices associados a partir das composições obtidas para as micas, conforme segue.

6.2.1 Geotermometria de clorita

Os modelos propostos para estimativas de temperaturas de formação de clorita são bem diversificados e incluem desde aqueles baseados em calibrações empíricas até os de natureza termodinâmica, baseados nas atividades, em geral assumidas como ideais, dos membros finais que compõem estes minerais (*cf.* revisão em Caritat *et al.*, 1993 e Inoue *et al.*, 2010, entre outros).

No entanto, a comparação entre os resultados obtidos com a aplicação destes diferentes modelos, bem como com determinações independentes de temperatura (*e.g.*,

Caritat *et al.*, 1993), pode demonstrar algumas discrepâncias, indicando que quaisquer resultados devem ser tomados com a devida precaução e sempre que possível utilizados em conjunto com estimativas independentes.

Neste trabalho foram aplicados os modelos empírico de Cathelineau (1988) e termodinâmico de Inoue *et al.* (2010). O segundo revelou-se menos adequado para algumas das composições obtidas, uma vez que diversas delas não apresentam vacâncias significativas no sítio octaédrico (*cf.* Tabela 6.7 do anexo 6). Merece ser destacado que a comparação destes métodos para as análises apresentadas por estes autores, mostra que esta formulação resulta em valores sistematicamente inferiores (até ca. 60°C) quando comparados com os obtidos com o esquema de Cathelineau (1988).

O modelo de Cathelineau (1988), ^{IV}Al-em-clorita (ver também Cathelineau e Nieva, 1985), é baseado na correlação linear entre a ocupação de Al nos sítios tetraédricos e as temperaturas de formação de clorita, determinadas independentemente, através de informações de inclusões fluídas e “*down-hole*”, entre outras. A equação ajustada pelo autor é dada por:

$$T \quad T(^{\circ}\text{C}) \approx - 61,92 + 321,98 \text{ } ^{\text{IV}}\text{Al} \quad (\text{Eq. 6.1})$$

em que ^{IV}Al é referido à fórmula estrutural calculada com base em 14 O. Esta relação foi calibrada empiricamente para o intervalo entre 130° - 310° C, mas segundo o autor pode ser utilizada para temperaturas mais elevadas, pelo menos até ca. 350 °C.

Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 6.7 (Anexo 6) e Figuras 6.17 e 6.18. Estas figuras mostram as variações das temperaturas calculadas com os parâmetros mg# e Al/(Al+Si) das cloritas, respectivamente. Como esperado, a correlação de temperaturas com o segundo parâmetro é excelente, uma vez que o mesmo está diretamente relacionado com a quantidade de Al tetraédrico, enquanto que no caso do parâmetro mg#, tal correlação é menos evidente, uma vez que as substituições entre Fe²⁺ e Mg são relevantes e, naturalmente, associadas às peculiaridades dos ambientes específicos de formação das cloritas.

Figura 6.17: Diagrama de correlação entre temperaturas calculadas e o parâmetro $\text{mg\#}$ das cloritas da Mina Cuajone.

Figura 6.18: Diagrama de correlação entre temperaturas calculadas e o parâmetro $\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ das cloritas da Mina Cuajone.

Admitindo-se um erro relativo total estimado de 2%, incluindo erros analíticos e sua propagação para os valores catiônicos, o erro propagado para cada temperatura calculada será da ordem de 5-8% relativo, aumentando naturalmente com o aumento de $^{\text{IV}}\text{Al}$. As

proporções catiônicas obtidas nas fórmulas estruturais dependem da proporção relativa entre os teores em FeO e Fe₂O₃ e, por consequência as temperaturas calculadas dependem da relação Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) (e.g., Inoue *et al.*, 2010). As temperaturas estimadas aumentam com o aumento desta razão e, para efeitos de comparação, os valores obtidos considerando-se Fe³⁺/(Fe³⁺+Fe²⁺) = 0.2, são cerca de 8 - 10 °C superiores (*cf.* Tabela 6.7, Anexo 6).

A comparação dos resultados obtidos com os derivados da microtermometria de inclusões fluidas no andesito basáltico (*cf.* Capítulo VIII) mostra que as temperaturas da clorita com intervalo entre 291 a 362 °C para alteração SCC ocorrem dentro dos intervalos das temperaturas de homogenização de 300 a 350 °C. No caso das cloritas relacionadas à alteração com predomínio de biotitização observa-se um aumento na temperatura para valores entre 354 e 377 °C, que também guarda similaridade com os obtidos pelo estudo das inclusões fluidas (*ca.* 310 a 370 °C)

No caso do pórfiro II e do microgranodiorito pórfiro, as temperaturas obtidas para as alterações SCC e propílica no pórfiro II e microgranodiorito porfirítico, respectivamente, são muito parecidas às obtidas para as alterações similares que afetam o andesito basáltico.

6.2.2 Relações de fugacidades de espécies voláteis em biotita e muscovita

Para a reação de troca entre OH e F ou Cl em equilíbrio entre micas e fusões ou fases fluidas aquosas, podemos escrever a reação:

em que X = F ou Cl. A constante de equilíbrio é dada por (e.g., Munoz, 1984):

$$\log K = \log (X_X/X_{OH})_{\text{mica}} + \log (a_{\text{H}_2\text{O}}/a_{\text{HX}}) \quad (\text{Eq. 6.3})$$

em que X representa frações molares e a as atividades, assumindo mistura ideal entre OH, F, Cl no sítio hidroxila das micas e estado padrão de H₂O e HF. Considerando adicionalmente o fenômeno de Fe-avoidance em biotita e uma mistura ideal simultânea entre Mg e Fe²⁺ nos sítios octaédricos e F e OH nos sítios de hidroxila, podemos escrever as seguintes reações para biotitas (*cf.* Munoz, 1984):

$$\log (X_{\text{HF}}/X_{\text{OH}})_{\text{mica}} + \log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}) = \log K = 2.100/T + 1,523X_{\text{Mg}} + 0,416 X_{\text{An}} + 0,2 X_{\text{Sid}} \quad (\text{Eq. 6.4})$$

e

$$\log (X_{\text{HCl}}/X_{\text{OH}})_{\text{mica}} + \log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}) = \log K = 5.151/T - 1,93X_{\text{Mg}} - 5,01 \quad (\text{Eq. 6.5})$$

em que T é dada em $^{\circ}\text{K}$, f se refere as fugacidades e X_{Mg} , X_{An} e X_{Sid} são as frações moleculares dos componentes flogopita, annita e siderofilita respectivamente, calculadas de acordo com o procedimento de Gunow *et al.* (1980) e válidas para composições não muito ricas em Li e/ou Ti. Estas equações foram calibradas a partir de estudos experimentais de equilíbrio obtidos para valores de pressão total de fluidos entre 1 e 2 kbar e intervalos de temperatura entre ca. 400 e 740 $^{\circ}\text{C}$ (Ludington e Munoz, 1975; Munoz, 1984).

Munoz (1984) define adicionalmente valores de intercepto para F [IV(F)] e Cl [IV(Cl)], úteis para efeitos de comparação dos enriquecimentos relativos destas espécies voláteis em micas, desconsiderando o efeito da temperatura nas equações 6.4 e 6.5., como segue:

$$\text{IV(F)} = 1,523X_{\text{Mg}} + 0,416 X_{\text{An}} + 0,2 X_{\text{Sid}} - \log(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})_{\text{mica}} \quad (\text{Eq. 6.6})$$

e

$$\text{IV(Cl)} = -1,93X_{\text{Mg}} - 5,01 - \log(X_{\text{Cl}}/X_{\text{OH}})_{\text{mica}} \quad (\text{Eq. 6.7})$$

Analogamente, no caso de muscovita, o autor define para a troca OH-F:

$$\log(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}})_{\text{mica}} + \log(f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}) = \log K = 2.100/T + 1,52X_{\text{Mg}} + 0,42 X_{\text{Fe}} - 0,11 X_{\text{Al}} \quad (\text{Eq. 6.8})$$

e

$$\text{IV(F)} = 1,52X_{\text{Mg}} + 0,42 X_{\text{Fe}} - 0,11 X_{\text{Al}} - \log(X_{\text{F}}/X_{\text{OH}}) \quad (\text{Eq. 6.9})$$

em que X_{Mg} , X_{Fe} e X_{Al} são as frações moleculares de Mg, Fe e Al, respectivamente, nos sítios tetraédricos.

Esta sistemática foi aplicada para os dados disponíveis para Cuajone. No entanto, os resultados devem ser vistos com alguma cautela, uma vez que as informações microtermométricas sugerem que as pressões de formação das micas hidrotermais neste depósito, são algo inferiores às pressões utilizadas para a calibração dos equilíbrios envolvidos.

O diagrama apresentado na Figura 6.19, mostra a boa correlação positiva entre os teores medidos de F nas biotitas e as frações moleculares de flogopita, que ilustra o fenômeno de Fe-avoidance no caso das micas estudadas.

Figura 6.19: Diagrama $X_{Flogopita}$ vs F para biotitas hidrotermais da Mina Cuajone, ilustrando a correlação positiva devida ao fenômeno de Fe-avoidance.

Na Figura 6.20 apresenta-se o diagrama com os resultados obtidos para os índices de F e Cl em biotita, observando-se variações mais significativas de IV(F), entre 2,0 e 4,5, e bem restritas em IV(Cl), em torno de -3,5. Estes valores são em geral similares aos obtidos em diversos outros depósitos similares (e.g., *cf.* Munoz e Gunow, 1982; Juliani *et al.*, 2002).

Figura 6.20: Diagrama IV(F) vs IV(Cl), ilustrando as variações dos índices IV(Cl) e IV(F) para biotitas hidrotermais da Mina Cuajone.

Nas Figuras 6.21 e 6.22 são apresentados diagramas $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ vs $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ para biotitas, com valores calculados para temperaturas de referência de 350° e 500°C, respectivamente, para efeitos de comparação. A primeira destas referências é a que mais deve ser aproximar da situação real, uma vez que os dados microtermométricos obtidos para o processo de biotitização sugerem temperaturas desta ordem ou um pouco inferiores (cf. Capítulo VIII). Assim, as melhores estimativas para $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HCl})$ e $\log (f\text{H}_2\text{O}/f\text{HF})$ correspondem aos intervalos 4,4-4,7 e 6,1-6,4, neste último caso com predomínio de valores entre 6,1 e 6,2. Estes valores são similares aos obtidos para diversos depósitos de Cu pórfiro, como os pórfiros Los Pelambres, Santa Rita e Bingham (Selby e Nesbitt, 2000).

Figura 6.21: Diagrama Log[f(H₂O)/f(HCl)] vs Log[f(H₂O)/f(Hf)] para temperatura de referência de 350 °C para as biotitas hidrotermais da Mina Cuajone.

Figura 6.22: Diagrama $\text{Log}[f(\text{H}_2\text{O})/f(\text{HCl})]$ vs $\text{Log}[f(\text{H}_2\text{O})/f(\text{Hf})]$ para temperatura de referência de 500°C para as biotitas hidrotermais da Mina Cuajone.

No caso das micas brancas, os teores em Cl são em geral muito baixos e mesmo insignificantes na maioria dos processos de alteração hidrotermal e particularmente em depósitos de pórfiro-Cu. De fato, entre os voláteis, apenas H_2O e HF têm maior importância nestes minerais. Na Figura 6.23 são ilustrados os resultados obtidos para IV(F) em micas brancas, os quais são representados em função do parâmetro mg#.

Os parâmetros IV(F) obtidos situam-se entre 1,5 e 2,5, observando-se um intervalo de variação mais amplo no caso da sericitização do riólito. Valores similares foram obtidos no caso da biotitização com clorita sobre andesitos basálticos, enquanto que as micas associadas à alteração SCC destes apresentam valores tipicamente superiores, entre 2,1 e 2,4, implicando atividades de F algo maiores. Determinações de IV(F) em pórfiros de Cu são escassas; para o caso do Cu pórfiro de Santa Rita, são reportados valores similares ou pouco inferiores, entre 1,5 e 2,0 (e.g., Jacobs, 1976 e Parry 1979).

Figura 6.23: Diagrama de correlação entre IV(F) vs mg# para micas brancas de diferentes alterações no andesito basáltico, riólito, pórfiro-II e microgranodiorito pórfiro da Mina Cuajone.

CAPITULO VII

GEOQUIMICA DE ROCHAS E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

As manifestações de alteração e mineralização em muitos sistemas Cu pórfiro são o resultado de processos mecânicos e hidrotermais com subsequente intemperismo. As rochas destes depósitos revelam ter sido repetidamente fraturadas e alteradas, sendo que as condições químicas e físicas de alteração mineral e deposição do minério têm mudado através da historia geológica do sistema (Vikre *in*: John *et al.*, 2010).

Para Dilles (*in*: John *et al.*, 2010) a intensidade de alteração hidrotermal pode ser registrada pela mudança através de ganhos e perdas de componentes químicos de uma rocha considerando-se um volume constante (ver, entretanto Item 7.2.). Em sistemas de pórfiros, como o estudado, a intensidade da alteração representada pela transferência de massa, em geral diminui, de intensa a relativamente fraca, na seqüência das alterações argílica avançada, sericítica, cálcico-sódica e sódica, potássica, argílica intermediária e finalmente propilítica.

Apresenta-se e discute-se a seguir dados geoquímicos representativos para elementos maiores, menores e traços em rocha total. As análises químicas obtidas, bem como dados normativos e alguns parâmetros petroquímicos específicos, são apresentados nas Tabelas (7.1 e 7.2), Anexo 7. Este capítulo é dividido em duas partes: em uma primeira (geoquímica geral) são discutidos aspectos litogeoquímicos mais convencionais, relativos à caracterização das assinaturas geoquímicas das rochas estudadas, enfatizando-se nesta parte as características das rochas “inalteradas” ou pouco alteradas, denominadas neste trabalho como precursoras, enquanto que na segunda parte, encontram-se informações relativas à geoquímica da alteração hidrotermal propriamente dito, enfatizando-se as assinaturas geradas pelos processos de alteração sobre as rochas precursoras, através de ganhos e perdas relativos de elementos típicos. Como ficará evidenciado, a avaliação e o tratamento de dados geoquímicos em variedades de rochas submetidas a graus e tipos variáveis de alteração hidrotermal pode ser tarefa bem complexa.

7.1 Geoquímica geral

A identificação de potenciais rochas precursoras na Jazida de Cuajone foi tarefa particularmente difícil, uma vez que a grande maioria das amostras disponíveis apresenta algum grau, mesmo que reduzido, de alteração hidrotermal. A seleção de amostra

representativas de potenciais rochas precursoras foi efetuada considerando análises petrográficas (Capítulos IV e V), e ausência de evidências mais marcantes de processos de alteração nas análises químicas, ou seja valores satisfatórios para a perda ao fogo e/ou para teores nos elementos mais voláteis quantificados e/ou para alguns elementos associados diretamente ao processo de alteração e ainda para os resultados normativos (e.g., álcalis, Cu, presença e quantidade de corundum normativo, cf. Tabelas de dados 7.1 e 7.2, anexo 7). Assim, foram consideradas potencialmente precursoras um andesito basáltico, um pórfiro II, um riólito e um microgranodiorito. Adicionalmente, obteve-se uma amostra representativa de um andesito basáltico (Ref) muito pouco alterado da jazida, a qual foi gentilmente cedida pela Dra. Mamani do Instituto Geológico Minero Metalúrgico do Perú (INGEMMET).

Na prática, as informações geológicas disponíveis não permitem afirmar exatamente se as rochas ora definidas como “precursoras” são de fato precursoras ou “potencialmente precursoras”. É necessário lembrar que a construção do sistema magmático Cuajone certamente envolveu diversos episódios extrusivos e intrusivos rasos e no caso dos andesito basálticos, por exemplo, a espessa espessura do pacote extrusivo (ca. 800 m, cf. Capítulo IV) implica em diversos episódios de extrusão de lava, não podendo ser assegurado que uma determinada rocha alterada hidrotermalmente teve como precursora exatamente a amostra selecionada como tal.

Nos diagramas geoquímicos apresentados a seguir foram representadas todas as análises disponíveis, destacando-se com legenda específica aquelas representativas das rochas potencialmente precursoras, *as quais devem, naturalmente, ser as únicas consideradas potencialmente para identificar as assinaturas do magmatismo original*. Esta estratégia permite visualização dos efeitos da alteração hidrotermal e em como eles afetam a distribuição dos pontos representativos de amostras alteradas nestes diagramas. Por praticidade, amostras de rochas vulcânicas e amostras de rochas porfiríticas do complexo plutônico ou subvulcânico foram consideradas juntas, uma vez que as últimas são, de fato, rochas colocadas em ambientes muito rasos e, sem informações geológicas precisas, pode ser difícil identificar se determinada amostra representa, por exemplo, um dique ou uma lava propriamente dito.

7.1.1 Elementos maiores e menores

A classificação geoquímica geral nas rochas estudadas no diagrama TAS (Le Maitre *et al.*, 1989) é apresentada na Figura 7.1. Este mostra que as rochas estudadas correspondem a rochas intermediárias a ácidas em termos dos teores absolutos de SiO_2 e

plotam nos campos de andesito basáltico, andesito, traqui-andesito basáltico, dacito e riólito, nestes últimos casos incluindo-se os microgranodioritos, microtonalitos e micro quartzo monzonitos de colocação rasa (cf. Tabela 7.1, Anexo 7). As amostras consideradas precursoras correspondem à traqui-andesito basáltico, andesito, dacito (e equivalentes intrusivos ou subvulcânicos: microgranodioritos, microtonalitos e pórfiros) e riólito e são rochas subalcálicas ou "subalcalinas" de acordo com alguns autores. De forma geral esta classificação geoquímica guarda boa similaridade com os resultados modais, obtidos previamente ao microscópio petrográfico.

Merece ser destacado que, com exceção de três amostras alteradas de andesitos e uma de traquito, que plotam no limite ou mesmo no campo alcálico ("alcalino"), mesmo as rochas alteradas hidrotermalmente mantém, grosso modo, a assinatura subalcálica original, sugerindo que a alteração não alterou de forma muito expressiva os teores dos elementos considerados neste diagrama.

Figura 7.1. Diagrama TAS (% em peso dos óxidos representados, Le Maitre *et al.*, 1989) para rochas precursoras de alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Símbolos: Amostras precursoras, símbolos destacados: Estrela negra (referência), círculo negro cheio, losangos vermelhos vazados, losango azul cheio. Amostras alteradas: círculos cinzentos vazados, cruces roseas vazadas (variedades plutônicas/subvulcânicas), losangos róseas vazados, triângulos róseas vazados, losangos azuis claros cheios, cruces verdes. Símbolos iguais (e/ou vazados), mas com tonalidades e dimensões diferentes são representativos de amostras alteradas derivadas da rocha precursora de referência (ver Tabela 7.1). Campos de classificação: (1): basalto picrítico, (2): basalto, (3): andesito basáltico, (4): andesito, (5): dacito, (6): traqui-basalto, (7): traqui-andesito basáltico, (8): traqui-andesito, (9): traquito/traqui-dacito, (10): riólito, (11): tefrito/basanito, (12) fono-tefrito, (13): tefri-fonolito, (14): fonolito, (15): foidito. Limite entre os campos alcálico ("alcalino") e subalcálico ("subalcalino") extraído de Irvine e Baragar (1971).

Esta assinatura particular também fica bem registrada no diagrama $Fe^{\#}$ vs SiO_2 de

com o campo magnesiano. As rochas plutônicas/subvulcânicas variavelmente alteradas, bem como os pórfiros (precursor e variedades alteradas), por sua vez, são tipicamente magnesianos.

Entre as séries cálcio-alcálinas clássicas, as rochas da Jazida de Cuajone são caracterizadas pelas suas afinidades com as séries de baixo a médio K, esta última com assinatura preponderante (Figura 7.3).

Figura 7.3. Diagrama AFM (% em peso dos óxidos representados) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Linha divisória entre os campos das séries toleíticas e cálcio-alcálinas extraído de Irvine e Baragar (1971). Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

Figura 7.4. Diagrama fe# vs SiO_2 (% em peso dos óxidos, Frost *et al.*, 2001) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

Figura 7.5. Diagrama K_2O vs SiO_2 (Peccerillo e Taylor, 1976) para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

Assim, de forma bem geral, as características geoquímicas das rochas estudadas, considerando-se particularmente a amostra de referência e as amostras selecionadas como precursoras, são similares, talvez à exceção do seu caráter algo mais rico em Fe, às observadas para rochas vulcânicas e plutônicas que caracterizam o magmatismo Eoceno inferior e precoce de margem ativa da Cordilheira Andina (e.g., Wilson, 1989, ver também Pitcher *et al.*, 1995).

Não obstante, vale a pena salientar que mesmo a amostra (Ref) “inalterada” cedida, apresenta algum coríndon normativo (*cf.* Tabela 7.1) e que, de fato, as únicas amostras desprovidas de coríndon normativo são W-2, além da amostra W-3 de andesito basáltico selecionada como potencialmente precursora, são as amostras associadas às alterações denominadas propilítica e “biotitização”. A amostra E-3 corresponde adicionalmente a única amostra do conjunto que apresenta teores muito significativos de olivina normativa. Em parte estes resultados podem decorrer dos valores para a razão Fe^{3+}/Fe^{2+} selecionados para os cálculos normativos.

7.1.2 Elementos de transição

Os elementos de transição incluem elementos com valências e comportamentos geoquímicos distintos. O Ti é tetravalente, com comportamento mais tipicamente incompatível no manto, já que é um HFSE, enquanto V e Cr são trivalentes e compatíveis e Mn, Co, Ni, Cu e Zn são bivalentes e compatíveis (e.g., Rollinson, 1993).

Cu e Zn em especial são demonstradamente muito móveis em ambientes sujeitos à alteração hidrotermal (e.g., Langmuir *et al.*, 1977). Os valores medidos para Cu em Cuajone são muito variáveis, desde ca. 9 a 80 ppm nas amostras menos alteradas, W-3 e Ref, respectivamente, até ca. 79000 ppm no hidrotermalito (H-1) que representa o grau mais intenso de alteração. De fato, em diversas amostras, o Cu aparece em quantidades de elemento menor, com valores entre ca. 0,10 a 0,99 em % em peso de óxido (cf. Tabela 7.1). Os valores de Zn também são bem variáveis, alcançando ca. 650 ppm em uma amostra de andesito basáltico com alteração hidrotermal SCC. Embora não destacada, existe alguma correlação positiva entre estes elementos.

Na Figura 7.6 apresenta-se um diagrama que compara os teores dos elementos de transição quantificados com os valores típicos de condritos. A tendência geral de comportamento dos elementos considerados evidencia uma tendência suave de decréscimo de Sc, Ti para Ni, de ca. duas ordens de grandeza superior, relativas ao condrito, para Ti, a ca. três-quatro ordens de grandeza inferiores para o Ni, tendência que é marcada no entanto por uma forte anomalia negativa de Cr.

Padrões como o apresentado são muito similares aos padrões considerados mais ou menos típicos para basaltos MORB e são explicados pela fixação preferencial de Ni e Cr em olivina e clinopiroxênio + espinélio na fonte, respectivamente (cf. Langmuir *et al.*, 1977; Rollinson, 1989). Assim, como observado para basaltos MORB (e.g., Langmuir *et al.*, 1977), Cu e Zn mostram-se enriquecidos e, mas no caso de Cuajone, o Cu alcança enriquecimentos relativos bem superiores, de quase três ordens de grandeza em relação ao condrito nas amostras mais intensamente alteradas.

É interessante observar, que no caso dos andesito basálticos, as amostra precursoras apresentam graus de enriquecimento em relação ao condrito bem superiores de Sc, Ti, V, Mn e Fe e bem a moderadamente inferiores de Cu e Zn, quando comparadas as amostras alteradas hidrotermalmente, um comportamento também observado no caso de Cu e Zn quando são comparados os riólitos precursores e os alterados.

Figura 7.6. Padrões para elementos de transição normalizados pelo condrito para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Parâmetros de normalização de Langmuir et al. (1977, ver também Rollinson, 1989). Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

7.1.3 Elementos traços e terras raras

O comportamento dos elementos traços, incluindo os elementos terras raras, nas rochas precursoras e alteradas da Jazida de Cuajone é discutido a seguir com base em padrões multielementais normalizados. Os dados analíticos obtidos são apresentados na Tabela 7.2, Anexo 7.

São apresentados nas Figuras 7.7 e 7.8 padrões típicos normalizados, às composições médias condriticas e dos basaltos de cadeias meso-oceânicas (MORB), conforme Thompson (1982) e Pearce (1983), respectivamente. Este procedimento facilita algumas comparações já que estes diagramas enfatizam cada qual algumas características particulares.

No primeiro diagrama ficam evidenciados os enriquecimentos relativos superiores a três ordens de grandeza para os metais alcalinos, Ba e Th e similar a três ordens de grandeza para os elementos HFSE, Sr e P. Os padrões para as rochas mais máficas precursoras (traqui-dandesito basáltico e andesito) mostram variações suaves, com enriquecimentos relativos progressivamente decrescentes na seqüência dos elementos considerados, com anomalias negativas menores em Sr e Hf. Anomalias negativas fortes em Nb e Ta, como esperado para ambientes de margens ativas (e.g., Thompson, 1982; Pearce, 1983; Wilson, 1989), são muito bem marcadas, não somente nestas, mas em todas

as amostras analisadas; no entanto merece ser destacado que a amostra de referência apresenta os maiores teores em Nb. No extremo silícico, a amostra precursora de riólito apresenta maiores graus de enriquecimento relativo em álcalis, Ba, Sr, La e Zr e menores para os demais elementos. Anomalias negativas bem marcadas para Sr, P e Ti são típicas, como esperado para rochas félsicas com estas composições, e normalmente interpretado como resultantes de cristalização fracionada a partir de fusões originais mais primitivas. As rochas de composições intermediárias (microgranodioritos, microtonalitos e pórfiros) notadamente não apresentam estas últimas anomalias e, por outro lado, mostram anomalias positivas bem marcadas de Zr em seus padrões.

As amostras representativas de andesito basálticos alterados em geral mostram padrões com graus de enriquecimento relativo algo superiores aos das rochas precursoras e, pelo menos em princípio, poderiam indicar que o processo de alteração hidrotermal ocasionou a entrada preferencial destes elementos ou, alternativamente, que as rochas precursoras específicas já eram, de fato, originalmente mais enriquecidas.

Figura 7.7. Padrões multielementares normalizados pelo condrito para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Jazida de Cuajone. Parâmetros de normalização extraídos de Thompson (1982). Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

Relações elementais similares, com destaque para as anomalias negativas típicas de Nb e Ta, podem ser deduzidas a partir do diagrama multielementar normalizado pelo MORB

(Figura 7.8.), com graus de enriquecimentos relativos ao MORB entre duas e três ordens de grandeza para os elementos mais móveis e inferiores para os elementos de comportamento relativamente mais imóvel. Em geral o padrão observado, particularmente para as rochas consideradas precursoras, é muito similar aos obtidos para rochas vulcânicas composicionalmente similares e representativas do magmatismo recente na região peruana da Cordilheira dos Andes (e.g., Pitcher, 1985; Wilson, 1989). Uma interpretação normalmente extraída deste tipo de diagrama associa parte importante dos elementos mais móveis, além de parte menor de terras raras leves, ao enriquecimento na área fonte destes elementos, que seriam para aí transportados por fluidos associados à zona de subducção (e.g., Thorpe *et al.*, 1984).

Figura 7.8. Padrões multielementares normalizados pelo MORB para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Diagrama e parâmetros de normalização de Pearce (1983). Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

Os padrões para os elementos terras raras são apresentados na Figura 7.9, os quais mostram enriquecimentos relativos que variam entre 5 e 200 vezes o condrito para os elementos leves e, entre 2 e 30 vezes para os elementos mais pesados. Destaca-se em todas as amostras analisadas, inclusive as representativas das rochas mais félsicas estudadas, a ausência de anomalias negativas significativas de Eu, uma característica também bem comum ao vulcanismo em ambientes de margens ativas.

Considerando-se as amostras selecionadas com precursoras, o traqui-andesito basáltico de referência apresenta menor fracionamento das terras raras leves e maior concentração de terras raras pesadas quando comparado com o andesito analisado, com razões La_N/Sm_N de 2,0 e 2,7 e La_N/Yb_N de 5,1 e 9,1, respectivamente. O riólito e o pórfiro, apresentam o maior grau de fracionamento entre as terras raras e leves e destas com as pesadas, com valores La_N/Sm_N de 8,1 e 3,5 e La_N/Yb_N de 21,5 e 14,3, respectivamente. No caso do riólito observa-se, adicionalmente, forte fracionamento entre as terras raras pesadas, observando-se progressivo aumento dos valores normalizados do Ho para o Lu. As rochas intermediárias, incluindo as variedades plutônicas/subvulcânicas, apresentam padrões bem suaves, com enriquecimentos relativos intermediários. Chama a atenção, um fato também destacado nos diagramas apresentados nas Figuras 7.7 e 7.8 uma separação, melhor marcada nos terras raras médios e pesados entre as rochas mais máficas por um lado (traqui-andesito basáltico, andesito e variedades alteradas) e intermediárias ou félsicas (riólito e pórfiros, precursores e variedades alteradas e microgranodioritos e microtonalitos variavelmente alterados). Os microgranodioritos e microtonalitos e, em parte os pórfiros, apresentam, adicionalmente, padrões com graus de fracionamento muito similares às variedades andesíticas alteradas, com uma tendência a estabilizar os valores dos terras raras pesados em um patamar comum. No entanto, estas últimas mostram graus de enriquecimento relativo bem superiores.

Figura 7.9. Padrões de elementos terras raras para as rochas precursoras e alteradas hidrotermalmente da Mina Cuajone. Normalização segundo Boynton (1984). Símbolos para amostras precursoras e alteradas como na Figura 7.1.

7.1.4 Outros elementos

Outros elementos que merecem destaque são os voláteis. Em geral, mesmo as rochas alteradas apresentam valores bem destacados para a perda ao fogo, por exemplo entre ca. 1,0 e 2,5 % em peso para as rochas menos alteradas e precursoras, até ca. 7,0 % em peso no caso de alguns microgranodioritos (*cf.* Tabela 7.1, Anexo 7).

Entre os voláteis foram analisados por FRX, Cl, F e S (Tabela 7.2, Anexo 7). Os valores de Cl e F em geral situam-se abaixo dos limites de detecção, respectivamente de 50 e 500 ppm. No caso do Cl, apenas três amostras alteradas de andesitos apresentam valores superiores, entre ca. 90 e 140 ppm; já no caso do F, alguns andesitos, microgranodioritos e riólitos alterados hidrotermalmente apresentam valores entre 500 e 1100 ppm. O S, por sua vez, ocorre em concentrações moderadas a altas na maioria das amostras, particularmente nas alteradas, com valores entre 1000 e 12500 ppm e, de fato, em diversas amostras com alteração hidrotermal, o S, a exemplo do Cu, discutido no item relativo aos elementos de transição, aparece em quantidades de elemento menor, alcançando valores de até 1,25 % em peso. Apenas uma, entre as amostras analisadas, o andesito basáltico alterado G-1, apresenta valor abaixo do limite de detecção deste elemento (550 ppm). Como esperado, existe uma boa correlação positiva entre os valores medidos para S e Cu (*cf.* Tabela 7.2, Anexo 7).

Elementos adicionais de interesse, como Ag, Au, infelizmente não puderam ser quantificados. Mo foi determinado em algumas amostras, aparecendo em quantidades variáveis, desde ca. 1 até ca. 120 ppm em uma amostra de andesito basáltico alterado. As concentrações de U e Pb são em geral superiores nas amostras com alteração hidrotermal, alcançando máximos de ca. 3,6 e 40,0 ppm, respectivamente no hidrotermalito (*cf.* Tabela 7.2, Anexo 7).

7.2 Geoquímica da alteração hidrotermal

O estudo geoquímico de produtos de alteração hidrotermal e a identificação mais precisa do comportamento de elementos químicos afins é um tema de grande complexidade, uma vez que tratamos de sistemas abertos e poucos são os controles experimentais quantitativos e/ou geológicos reais que permitam avaliar e/ou modelar com adequação estes processos de forma quantitativa (ver exemplos e discussões em *Ague et*

al., 1996; Brimhall e Dietrich, 1987, entre outros, e em Bouzari e Clarck, 2006, para o caso de um pórfiro similar no Chile).

No caso da Jazida de Cuajone estudada neste trabalho, a situação não é diferente. Os principais problemas encontrados se relacionam aos fatos de que (1) a maioria das amostras disponíveis apresenta algum grau de alteração hidrotermal, mesmo as selecionadas como potencialmente precursoras; (2) não foram encontradas situações favoráveis na jazida que permitam assegurar indubitavelmente qual foi a rocha precursora, inalterada, que resultou na amostra alterada hidrotermalmente ora estudada, situação comum em grande parte dos jazimentos de pórfiros de Cu, inclusive devido aos grandes volumes envolvidos.

Com estas ressalvas em mente, apresenta-se a seguir uma discussão geral qualitativa, seguida de um exercício semi-quantitativo pelo menos, relativo às transferências de massa no sistema Cuajone.

7.2.1 Transferências de Massa: Análise Qualitativa

A análise qualitativa dos processos de transferência de massa durante a alteração hidrotermal de uma determinada rocha precursora pode ser efetuada através da análise de ganhos e perdas relativos de massa dos elementos e/ou óxidos envolvidos, os quais ficam bem evidenciados em diagramas em que se plotam as razões entre as concentrações elementais expressas em elementos ou óxidos da rocha alterada e da rocha precursora (C_{Alt}/C_{Pre}).

Utiliza-se destes diagramas de enriquecimento/empobrecimento relativos (*e.g.*, Brimhall *et al.*, 1988; Ague, 1994; Rollinson, 1993) para uma avaliação do comportamento dos elementos quantificados. São apresentados resultados para quatro casos selecionados, os quais ilustram mais adequadamente o processo de alteração na jazida estudada, conforme detalhados a seguir. Por facilidade de visualização, as razões entre as concentrações do produto de alteração e da rocha potencialmente precursora são expressas em escala logarítmica e, portanto, valores positivos representam ganhos de massa no produto de alteração, enquanto os valores negativos significam perda.

7.2.1.1 Caso 1: alteração forte de tipo SCC (argilominerais-sericita-carbonatos-cloritas) de andesito basáltico.

Para o estudo deste caso, foram utilizadas as amostras W-3, como potencial precursora, e C-2, amostra alterada hidrotermalmente (Tabelas 7.1 e 7.2). A amostra de

traqui-andesito basáltico de referência não foi utilizada devido as suas características geoquímicas algo particulares (cf. Item 7.1) e por razões de compatibilidade dos elementos analisados.

Na Figura 7.10 ilustram-se as razões entre as concentrações dos elementos mais típicos selecionados, incluindo a perda ao fogo (LOI), para precursor e produto de alteração. Neste diagrama verifica-se que, entre os elementos maiores e menores, houve perdas relativas, em ordem decrescente, de Na, Fe, Ca, Si e P, e ganho relativo em LOI, Mg, Mn, K, Al e Ti, além de voláteis. As perdas mais significativas foram de Na e Fe, enquanto os ganhos mais importantes foram de LOI, Mg e Mn. Entre os elementos traços, houve perdas de Ba, Pb e Th (mais significativas) além de ETRL, Zr, Nb, Sr e U e ganhos de Cu, Mo, Zn e S (mais significativos), além de Rb, V e Ga.

7.2.1.2 Caso 2: alteração forte, pervasiva de tipo potássica (feldspato potássico-sericita-quartzo) de andesito basáltico.

Neste caso foram utilizadas as amostras W-3 (potencial precursora) e o hidrotermalito (amostra H-1). O respectivo diagrama é apresentado na Figura 7.11. Neste diagrama ficam bem evidenciados ganhos relativos significativos em Si, K, S, Rb, Ba, elementos HFS, Cu, S, U e Th e perdas mais pronunciadas em Ca, Mn, Mg, Fe, Ti, P, Sr e V. É interessante observar, comparativamente ao caso da alteração denominada SCC, analisada no caso anterior, a inversão dos comportamentos de Ti, Al, Mn e Mg entre os elementos maiores, do V, da maioria dos elementos HFS, além de Th e U, entre os elementos traços.

7.2.1.3 Caso 3: alteração forte, de tipo sericitização (sericita-quartzo-pirita) de riólito.

Este caso é ilustrado utilizando-se as amostras representativas K-2 (potencial precursora) e O-1 (potencial produto de alteração). O diagrama de ganhos e perdas relativos é apresentado na Figura 7.12. Os resultados sugerem alguns contrastes interessantes com os casos anteriores, particularmente devido aos ganhos bem marcados em Fe, Ti, Al, Mn, P, S, Sr, Ga, Y e terras raras médias e pesadas e perdas mais marcadas de Na, Ca, Mg, Zn, Mo, Pb, Th e U. É interessante notar que, embora tenham havido ganhos significativos de Cu, V e S, porém em ordens de grandeza inferiores aos observados nos casos anteriores, elementos como Zn e Mo tiveram as suas concentrações reduzidas no processo de alteração hidrotermal em riólito, sugerindo que foram remobilizados para fora do sistema.

7.2.1.4 Caso 4: alteração moderada, SCC (quartzo-sericita-carbonatos-cloritas), em variedade de pórfiro.

O último caso apresentado neste trabalho trata da alteração de variedades de pórfiros. Foram selecionadas as amostras Q-3 e O-2 como potenciais rochas precursora e produto de alteração hidrotermal. O diagrama de perdas e ganhos relativos é apresentado na Figura 7.13. Neste, ressalta-se que o processo de alteração resultou em perdas mais significativas de Na, Ca, Mg, P, Ti, Sr, elementos terras raras e Pb e ganhos significativos de Fe, K, LOI, S, Rb, Cu, Zn e Mo.

A análise integrada dos exemplos acima expostos revela, como esperado, que todos os produtos de alteração apresentam ganhos significativos de K, Rb, Cu, S e LOI e perdas de Ca e Na. Ganhos de Fe são observados apenas nos casos 3 e 4, enquanto que ganhos de Mg são mais típicos da alteração por SCC. É interessante observar que ganhos expressivos de Mo nos casos 1, 2 e 4, mas perda significativa no caso 3, comportamento similar ao observado no caso de Zn e que, à exceção do hidrotermalito representativo de forte alteração potássica de andesito basáltico precursor, observa-se sempre perda relativa de Th, U e Pb nos produtos de alteração. No caso das terras raras observa-se que no caso 2 todas, incluindo Y, estão relativamente mais concentradas no produto de alteração hidrotermal.

7.2.2 Transferências de Massa: Uma análise semi-quantitativa

Processos de transferência de massa e variações composicionais entre amostras de precursoras e alteradas podem ser convenientemente analisadas do ponto de vista quantitativo no caso de situações geológicas adequadas e bem controladas, através de balanço entre as massas envolvidas, um método extremamente em geral consistente (*e.g.*, Brimhall *et al.*, 1988; Rollinson, 1993; Ague, 1994, Albarède, 1995). Considerando as dificuldades inerentes à jazida enfocada, apresentar-se-á, neste item, um ensaio relativamente simples para as rochas estudadas, baseado essencialmente nos trabalhos acima referidos. Métodos quantitativos mais sofisticados, embasados em procedimentos estatísticos mais precisos são discutidos entre outros por Ague e Van Harsen (1998); tais métodos não podem ser aplicados no caso atual, no entanto, devido principalmente a limitação da amostragem, particularmente das rochas precursoras.

Uma das dificuldades para a análise quantitativa é a necessidade de uma referência insensível ao processo; ou seja, um valor de concentração que permanece inalterado quando se comparam materiais precursores e produtos (*cf.* discussão em Ague, 1984 e Philpots e Ague, 2009, entre outros). Nos processos ligados à alteração hidrotermal, alterações de volume e massa são igualmente esperados (ver entretanto Davis, 2010) e, assim, as concentrações dos elementos químicos imóveis aos processos (elementos conservativos), cuja concentração no produto é similar à concentração no precursor, são mais tipicamente utilizadas como referência.

A vantagem deste método é que pode ser aplicado basicamente em quaisquer casos, que envolvam ou não mudanças de volume e/ou de massa. *Por outro lado, a identificação de elementos imóveis, se é que algum elemento pode ser considerado imóvel ou pelo menos aproximadamente imóvel durante o processo de alteração em estudo, é o ponto mais crítico.* Normalmente, os elementos HFS (incluindo-se, entre eles, os terras raras) são mais tipicamente usados como referência na análise destes processos, mas mesmo estes, dependendo do ambiente, dos fluidos, dos parâmetros intensivos e do tipo de alteração, podem sofrer mudanças significativas na sua concentração (*e.g.*, Chaffe, 1982a).

A alteração relativa de massa entre as rochas precursora e alterada pode ser descrita na forma:

$$\Delta m_r = \frac{m^A - m^P}{m^P} = \frac{V^A \times \rho^A - V^P \times \rho^P}{V^P \times \rho^P} \quad (\text{Eq. 7.1})$$

Em que m, V e ρ representam massa, volume e densidade e os superescritos A e P representam rocha alterada e rocha precursora, respectivamente.

Admitindo-se como *plausível* que um elemento imóvel (i) foi identificado, as leis de balanço de massa nos fornecem (*cf.* Albarède, 1995; Philpots e Ague, 2009):

$$\frac{C_i^P}{C_i^A} = \frac{V^A \times \rho^A}{V^P \times \rho^P} \quad (\text{Eq. 7.2})$$

em que C representa concentração medida.

Combinando as equações 7.1 e 7.2, podemos escrever (Ague, 1994):

$$\Delta m_r = 100 \times \left(\frac{C_i^P}{C_i^A} - 1 \right) \quad (\text{Eq. 7.3})$$

Esta equação nos permite estimar, a partir das concentrações quantificadas de elementos (i), que apresentaram comportamento conservativo durante o processo de alteração, a transferência total de massa em porcentagem para a rocha alterada no processo.

Uma equação similar pode agora ser derivada para a mudança de massa para cada elemento (j) individualmente, cujas concentrações são conhecidas (Philpots e Ague, 2009) na forma:

$$\Delta m_j = 100 \times \left(\frac{C_i^P \times C_j^A}{C_i^A \times C_j^P} - 1 \right) \quad \text{e} \quad \frac{C_j^A}{C_j^P} = 100 \times \frac{\Delta m_j + 1}{\frac{C_i^P}{C_i^A}} \quad (\text{Eqs. 7.4a,b})$$

Estas equações podem ser aplicadas para estimar as mudanças totais e individuais de massa, conforme discutido e ensaiado a seguir.

A partir das equações 7.3 e 7.4b podemos estimar e traçar contornos de igual percentual de transferência de massa nos diagramas que representam as razões de concentração de amostras precursoras e alteradas. Este procedimento foi utilizado para desenhar os contornos apresentados nas Figuras 7.10 a 7.13. Para os cálculos efetuados, foram considerados, de forma algo arbitrária, como elementos conservativos os terras raras médios e/ou pesados nos casos 1, 2 e 4, selecionando-se aqueles de número atômico par pela maior precisão analítica. No caso 3, envolvendo riólitos, entretanto, devido ao fato de que padrões de terras raras para a amostra considerada precursora serem algo inusitados, com fracionamento expressivo no intervalo dos terras raras pesados ($\text{Yb}_N > \text{Er}_N > \text{Dy}_N$, cf. Figura 7.9), preferiu-se utilizar como elemento conservativo o Zr.

Figura 7.10. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração SCC de andesito basáltico. Os contornos de igual percentual de ganhos/perdas foram estimados considerando-se os elementos terras raras pesadas como referência de elementos conservativos. Ver fundamentos e discussão no texto.

Figura 7.11. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração (potássica) forte de andesito basáltico. Os contornos de igual percentual de ganhos/perdas foram estimados considerando-se os elementos terras raras pesadas como referência de elementos conservativos. Ver fundamentos e discussão no texto.

Figura 7.12. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração (sericitização) de riólito. Os contornos de igual percentual de ganhos/perdas foram estimados considerando-se Zr como referência para elemento conservativo. Ver fundamentos e discussão no texto.

Figura 7.13. Diagrama de ganhos e perdas relativos para alteração SCC de pórfiro. Os contornos de igual percentual de ganhos/perdas foram estimados considerando-se os elementos terras raras pesadas como referência de elementos conservativos. Ver fundamentos e discussão no texto.

Com base nas formulações utilizadas, considerando-se, no entanto as limitações inerentes dos procedimentos de balanço de massa aplicados ao sistema Cuajone e a questão relativa do real caráter conservativo dos elementos seleccionados como imóveis, os resultados obtidos pela aplicação da equação 7.4a sugerem que, no caso 1, representativo de alteração SCC de andesito basáltico, houve transferência de massa de ca. 12 % para o produto da alteração, enquanto que no caso 2, representativo de forte alteração potássica, a rocha alterada teria perdido aproximadamente 31% de massa em relação à rocha precursora. Os valores no caso 1 não são considerados ligeiramente compatíveis com base em estimativas similares obtidas por Bouzari e Clark (2006) para o Cu pórfiro de Cerro Colorado que determinou ca. 8% para este tipo de alteração. Em ambos os casos analisados de alteração moderada de rochas mais félsicas (riólito e pórfiro, casos 3 e 4) os resultados obtidos sugerem que houve transferência de massa da ordem de ca. 30 e 20 %, respectivamente, para o produto de alteração.

Conhecendo-se as densidades do precursor e da rocha gerada pelo processo de alteração e admitindo-se que as razões entre as porosidades entre ambos não diferem significativamente, podemos estimar a mudança total de volume que houve no processo (e.g., Ague, 1994) No entanto, por questões de limitação amostral, não se conseguiu determinar as densidades para algumas das amostras utilizadas nos casos analisados.

CAPITULO VIII

PETROGRAFIA E MICROTERMOMETRIA DE INCLUSÕES FLUIDAS

No estudo dos depósitos de Cu pórfiros tem havido um contínuo debate sobre a origem dos metais, se eles foram derivados da cristalização do magma ou lixiviados das rochas encaixantes por fluidos convectivos e depois depositados na porção superior do pluton. Em numerosas ocasiões tem-se demonstrado uma origem magmática para os metais (Rusk *et al.* 2008, Ulrich *et al.* 2002).

O estudo das inclusões fluidas tem representado papel muito importante para o conhecimento da origem do cobre e, sobretudo, para os significados da variabilidade da natureza dos fluidos de origem magmática no espaço vertical dos sistemas Cu pórfiro. A presença de fluidos aquosos (fluidos hidrotermais) dentro e adjacentes às intrusões pouco profundas é bem conhecida, e seu estudo é desenvolvido considerando-se essencialmente o sistema $H_2O-NaCl\pm CO_2$. Como destacado por Hedenquist (1995), esse fluido pode existir como fase supercrítica em condições de altas pressões e temperaturas.

As características dos fluidos exsolvidos diretamente do magma variam com a profundidade de colocação do pluton. Considerando-se os intervalos de pressão e temperatura para intrusões em pouca profundidade, com a cristalização do magma podem ser exsolvidos fluidos de baixa densidade, com características de vapor. Para um corpo intrusivo de profundidades intermediárias, a cristalização pode permitir a separação ou de um fluido com características de vapor com densidades intermediárias ou mesmo de duas fases fluidas coexistentes, sendo uma constituída por vapor e outra por líquido hiper-salino (Bodnar *et al.*, 1995, Heinrich, 2007). A fase líquida terá uma densidade maior do que a do vapor, porém tende a permanecer em profundidade, enquanto que a dinâmica do vapor causará sua separação e ascensão a partir da região do magma e do líquido hipersalino (Hedenquist e Richard, 1998, Heinrich, 2007). A salmoura e o vapor podem coexistir desde as condições do *solidus* dos plútons pouco profundos e os fluidos de baixa densidade têm uma capacidade significativa para transportar metais (e.g., Heinrich *et al.*, 1999).

O estudo das inclusões fluidas constitui uma das evidências mais sólidas sobre a origem magmática dos metais nos pórfiros de cobre. Uma inclusão fluida de origem magmática é definida como o fluido aprisionado constituído essencialmente de componentes que em certo momento estiveram dissolvidos na fusão e que em algum tempo da sua história alcançaram o equilíbrio com os minerais e/ou a fusão em condições magmáticas (Bodnar, 1995). No entanto, durante sua captura, o fluido pode não ter estado em equilíbrio

com os minerais e/ou a fusão nas condições magmáticas, já que as inclusões fluidas de origem magmática nos Cu pórfiros formaram-se em temperaturas mais baixas que as magmáticas e em distâncias consideráveis da posição do sistema magmático e, portanto, das condições originais. Assim, em muitos casos provar a origem magmática de inclusões fluidas resulta difícil ou impossível, mas sua origem pode ser inferida a partir da ocorrência, paragénese, composição química e isotópica, assim como das temperaturas de homogeneização das inclusões (Bodnar, 1995).

O estudo das inclusões fluidas no Pórfiro-Cu Cuajone foi realizado para estabelecer as variações espacial e temporal da temperatura e salinidade dos fluidos hidrotermais, pela comparação das características dos fluidos associados às diferentes assembleias que se colocaram nas rochas encaixantes ou mesmo no próprio pórfiro. Estas características foram de grande importância para esclarecer a história hidrotermal de Cuajone, sobretudo o processo de biotitização, assim como para identificação dos fatores que determinaram a mineralização de cobre.

8.1 Petrografia das Inclusões fluidas

Em geral, as inclusões observadas em quartzo das assembleias argilominerais-sericita-carbonatos-clorita, sericita-quartzo-pirita, veios de feldspato potássico-quartzo-argilominerais do andesito basáltico e veios de feldspato potássico-quartzo dos pórfiros são abundantes. No entanto, quartzo não é comum na assembleia biotita-plagioclásio-magnetita do andesito basáltico e, nestes casos, as medidas foram feitas em pequenas inclusões observadas em plagioclásio.

Das 76 seções delgadas bipolidas de amostras das diferentes assembleias hidrotermais, nove foram selecionadas para os estudos microtermométricos e, entre estas, cinco foram medidas. De cada uma dessas cinco seções foram medidas várias regiões para maior representatividade. Considera-se que as premissas para a validade dos estudos foram obedecidas, ou seja, que o volume e a composição das inclusões permaneceram constantes após seu aprisionamento, uma vez que não foram observadas características de modificações posteriores.

As inclusões fluidas foram classificadas em 4 tipos de acordo com o número, a natureza e a proporção do volume estimado das fases presentes à temperatura ambiente, utilizando-se como base a classificação feita por Beane e Bodnar (1995), descrita na metodologia de inclusões fluidas, embora tenha sido feito algumas adaptações. Neste contexto, os estudos petrográficos mostram os seguintes tipos de inclusões:

8.1.1 Inclusões tipo I

Ricas em líquido com a fase vapor (bolha) geralmente ocupando menos que o 40 % do volume da inclusão (e.g., 1,2,3 e 4 da Figura 8.1). A fase líquida tem menos que aproximadamente 25 % em peso de NaCl equivalente e um ou mais minerais opacos de saturação foram observados. Não contêm halita nem silvita. Apresentam desde morfologias irregulares até mais regulares, às vezes tendendo a formas de cristal negativo, dependendo da amostra estudada; suas dimensões variam desde menores que 5 μ até aproximadamente 20 μ .

8.1.2 Inclusões tipo II

Bifásicas contendo líquido e vapor como o tipo I, onde a fase vapor ocupa a maior parte do volume da inclusão (e.g., 8 da Figura 8.1;). Um mineral opaco pequeno de saturação foi frequentemente observado. Suas formas tendem a ser mais regulares, muitas vezes constituindo cristais negativos. Suas dimensões variam de aproximadamente 10 até 15 μ , havendo em alguns casos inclusões maiores.

8.1.3 Inclusões tipo III

São aquelas inclusões que contem líquido e vapor, além de uma ou mais fases sólidas constituídas por halita (e.g., 1 e 2 da Figura 8.1;). Neste caso a presença de halita indica que a inclusão aprisionou um fluido de alta salinidade, saturado ou subsaturado, e precipitou halita durante o resfriamento até a temperatura ambiente. É comum a presença de calcopirita como mineral de saturação. Outras fases sólidas também foram observadas embora não identificadas por suas pequenas dimensões. Possuem morfologias tendendo a regulares e, como as inclusões de tipo I, suas dimensões variam desde inferiores a 5 μ até 20 μ .

8.1.4 Inclusões tipo IV

Semelhantes com o tipo II, com volume da fase vapor ocupando a maior parte do volume da inclusão, mas com pequena quantidade de CO₂. Suas morfologias são essencialmente regulares, muitas vezes tendendo a formas de cristal negativo e suas

dimensões variam de 10 a 15 μ , aproximadamente. Minerais opacos de saturação foram observados.

Em todos estes casos, fases sólidas ocasionais foram às vezes observadas.

Figura 8.1: Fotomicrografias mostrando os tipos de inclusões fluidas encontradas no Cu pórfiro de Cuajone. Tipo I: inclusões ricas em líquido (5,6 e 7) Tipo II: inclusões ricas em vapor (8); Tipo III: inclusões salinas com uma fase sólida de halita (1,2). As inclusões fluidas apresentadas em 3 e 4 multisólidas fazem parte do tipo I por não apresentar halita; as fases sólidas são ocasionais. Legenda: H - halita; L – fase líquida; V – fase vapor; OPs - mineral opaco, cp? - possível calcopirita; hm – hematita, s – fase sólida.

8.2 Imageamento por Cátodo-Luminescência

Imagens de catodoluminescência foram obtidas para permitir a distinção de feições tais como fraturas, texturas de recristalização, sobrecrecimentos, a existência de mais de uma geração textural do mineral hospedeiro, o que pode caracterizar diferentes eventos, *etc.* como auxílio geral para o estudo das inclusões fluidas de quartzo associado especificamente a estes eventos de alteração hidrotermal. Foram obtidas imagens para as amostras C-4, R-1 e N-1 do andesito basáltico, pórfiro-I e riólito respectivamente. As pranchas 13, 14 e 15 ilustram as imagens e respectivas descrições.

PRANCHA 13

Imagem BSE do veio de quartzo-feldspato potássico examinado que corta o andesito basáltico. Quartzo (qz) em tonalidades mais escuras, feldspato potássico algo menos escuras e minerais opacos mais claras. Amostra C-4.

Imagem CL de área similar à apresentada em A. Notar na matriz da rocha substituição de plagioclásio cálcico (PGLs-Ca) por variedade mais sódica (PGLs-Na), com tonalidades mais claras na imagem.

Imagem BSE do veio mostrado em A, sob maior aumento.

Imagem CL da mesma área mostrada em C. Observar diferentes tonalidades e zonamentos nos cristais estudados de quartzo (qz), as quais podem representar diferentes eventos de cristalização.

PRANCHA 14

Imagem CL mostrando parte do veio de quartzo-feldspato potássico examinado no Pórfiro I. As tonalidades algo mais claras representam feldspato potássico, as mais escuras quartzo. Amostra R-1.

Imagem CL do mesmo veio apresentada em A em maior detalhe, destacando o veio de quartzo-feldspato potássico que corta o Pórfiro I.

Imagem CL destacando em maior detalhe cristais de quartzo em que foram feitas determinações termométricas de inclusões fluidas. Notar que, entre eles, um apresenta tonalidades mais cinzentas (qz-cz). Neste último foram encontradas apenas inclusões fluidas de tipo II (cf. texto).

Imagem de CL, destacando, em maior detalhe em relação à C, os cristais de quartzo examinados, associados a pirita (OPs, à direita da imagem).

PRANCHA 15

Imagem BSE de riolito com alteração sericítica ("sericitização"). A matriz está constituída essencialmente por sericita e quartzo. Na zona inferior da imagem, veio com quartzo e pirita, típico desta alteração. Amostra N-1.

Imagem CL da mesma área ilustrada em A. Destacam-se as diferentes tonalidades CL do quartzo do veio (qz-v) e fenocristais, entre os quais não se observam variações significativas de tonalidades. O quartzo presente na matriz apresenta as mesmas tonalidades do quartzo presente no veio.

Imagem BSE mostrando detalhe de cristais de quartzo selecionados para determinações microtermométricas em inclusões fluidas.

Imagem de catodoluminescência da mesma amostra apresentada em C. Em geral os cristais de quartzo não apresentam diferença nas tonalidades exceto alguns poucos.

8.3 Microtermometria

As Tabelas com as medidas referentes às diferentes assembleias de alteração hidrotermal estudadas encontram-se no Anexo 8. Deve ser destacado que, por dificuldades na observação das temperaturas de mudança de fase, o que é comum em inclusões ricas em vapor, foram efetuadas poucas medidas em inclusões do tipo II, porém o número de inclusões desse tipo mostrado nos diagramas de frequência não é representativo, de fato, da sua abundância relativa.

Os dados microtermométricos obtidos incluem medidas de temperaturas de fusão de CO_2 (T_{fco_2}), do ponto eutético dos sistemas aquosos (TE), de fusão do gelo (T_{fg}), de fusão do clatrato (TCI), de homogeneização (líquido-vapor) ($T_{\text{hL-V}}$), de dissolução do sal (T_{dsal}) ou de homogeneização total (T_{ht}) se a dissolução do sal for superior à homogeneização das fases fluidas. As temperaturas de homogeneização tanto para o líquido como para o vapor e também para dissolução dos sais de saturação representam a temperatura mínima de aprisionamento da inclusão e, portanto, as temperaturas mínimas do fluido, se este for aprisionado a partir de um sistema homogêneo.

Quando se tem imiscibilidade das fases durante a formação das inclusões, a temperatura de homogeneização representa a temperatura real de aprisionamento. Caso contrário é necessária uma correção das temperaturas de homogeneização total.

Os valores positivos das T_{fg} , em alguns casos devem-se ao fenômeno da meta-estabilidade. Em outros, sugerem a formação de clatrato e ou hidrohalita meta-estável. A formação de clatrato indica a presença de algum CO_2 ou outras fases voláteis como, por exemplo, CH_4 , N_2 , etc., dissolvidos na fase vapor. (Roedder, 1984; Ulrich *et al.*, 2001). Em alguns casos observou-se a crepitação das inclusões antes da homogeneização final.

8.3.1 Quartzo da matriz do Pórfiro I (assembleia feldspato potássico-quartzo) Potássica

No quartzo da matriz do Pórfiro I (monzogranito-quartzo-monzonito), foram observadas inclusões fluidas dos tipos 1, 2, 3 e 4, com predominância das do tipo 1. Essas inclusões ocorrem distribuídas aleatoriamente nos cristais estudados, sugerindo origem primária, embora a superposição de eventos que ocorre nesses sistemas pórfiros possa ficar registrada nos cristais dessas fases iniciais, sendo difícil distinguir as diferentes gerações (e.g., Roedder, 1984; Beane e Bodnar, 1995; Bouzari e Clark, 2006).

Na realidade, as inclusões do tipo 4 contêm quantidades muito reduzidas de CO_2 e em muitos casos foram somente medidas temperaturas de fusão dos clatratos. As inclusões de tipo 2 podem conter quantidades ainda menores de CO_2 nas quais, como discute Hedenquist e Henley (1985), não ocorre a formação de clatratos, estando o CO_2 dissolvido na água e, nestes casos, apenas contribui para o rebaixamento da temperatura de fusão do gelo. Desse modo, pode-se considerar que as inclusões dos tipos 2 e 4 representem o mesmo fluido original.

As temperaturas do ponto eutético das soluções aquosas variaram de -96 a -44°C (Figura 8.2), aproximadamente, indicando um sistema composto por H_2O - NaCl - CaCl_2 , possivelmente com KCl , segundo os trabalhos experimentais disponíveis. Yanatieva (1946) obteve um eutético de -55°C para esse sistema. Valores menores que -50 são atribuídos ou à meta-estabilidade do sistema acima (Davis *et al.*, 1990) ou à presença de outros íons dissolvidos na solução. Goldstein e Reynolds (1994) e Roedder (1984) discutem que valores de TE menores que -40°C já são indicativos de íons bivalentes (Ca^{2+} e/ou Mg^{2+}) em solução.

As salinidades variaram aproximadamente nos intervalos de 0,5 a 22,5, de 7,5 a 16,5, de 25,5 a 66,5 e de 0,5 a 9,5% em peso de NaCl equivalente, para as inclusões de tipos 1, 2, 3 e 4, respectivamente (Figura 8.3).

As temperaturas de homogeneização (líquido-vapor) apresentaram grandes variações, situando-se entre 155 e 555°C , 375 e 600°C , 155 a 600°C e 375 a 600°C , para as inclusões dos tipos 1, 2, 3 e 4 (Figura 8.4).

Figura 8.2: Histograma mostrando a temperatura do ponto eutético nas inclusões fluidas no quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

Figura 8.3: Histograma mostrando a salinidade nas inclusões fluidas no quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

Figura 8.4: Histograma mostrando as temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas no quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

O diagrama Th(L-V) vs Vvapor (Figura 8.5) mostra a existência de inclusões do tipo 3, com homogeneizações (L-V) em aproximadamente 600°C, semelhantes aos valores obtidos para as dos tipos 2 e 4, que coexistem nas mesmas amostras, indicando aprisionamento relativamente contemporâneo. Essas características são fortemente indicativas de aprisionamento a partir de um fluido aprisionado abaixo da curva *solvus* do sistema nessas temperaturas.

Figura 8. 5: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

A ocorrência de imiscibilidade é indicada pela presença de inclusões com grandes variações nas proporções $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ numa mesma região da amostra, com evidências de terem sido aprisionadas contemporaneamente (Roedder 1984; Ramboz *et al.*, 1982). Dentre essas inclusões, as muito ricas em líquido e aquelas em que o vapor predomina, ou seja, os termos extremos do sistema (representado pela curva *solvus* num diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor}), deveriam homogeneizar nos mesmos intervalos de temperatura, porém com modos distintos de homogeneização: as ricas em líquido, para o estado líquido e as ricas em vapor pela expansão da bolha, em temperaturas semelhantes. Portanto, esse critério é obedecido pelas inclusões mencionadas acima.

Outro critério que indicaria imiscibilidade relaciona-se à crepitação das inclusões (Ramboz *et al.*, 1982). Assim, se um dos tipos de inclusão (*e.g.* as ricas em líquido) sofrer crepitação antes da homogeneização, o outro tipo (as ricas em vapor) deveria se comportar de modo semelhante, quando possuem morfologias e dimensões semelhantes. Este critério não é obedecido pelas inclusões estudadas, uma vez que raramente foi observada crepitação.

Considerando o aprisionamento dessas inclusões a partir de um fluido imiscível a 600°C, que representa uma temperatura próxima à real, foi determinada uma pressão aproximada de 420 bars. Como no caso de aprisionamento a partir de fluidos imiscíveis não

é necessária a correção de pressão, pode-se inferir que o valor obtido represente aproximadamente o real, mostrando que o sistema Cu pórfiro de Cuajone foi desenvolvido em níveis crustais rasos, sob pressões relativamente baixas.

Em sistemas desse tipo, Bodnar (1995) discute que, em estágios iniciais e intermediários de cristalização, os fluidos que exsolvem diretamente do magma possuem salinidades e densidades relativamente baixas. No caso estudado, portanto, pode-se supor um fluido com essas características que foi exsolvido diretamente do magma em temperaturas superiores a 600°C, que, com o resfriamento, ao atingir o *solvus* se desmisturou em uma fase rica em vapor e outra salina. O aprisionamento dessas fases imiscíveis levou à formação das inclusões de tipos 3 e 2/4. Como discute Sillitoe (2010) essas duas fases também podem ser produzidas por exsolução direta a partir do magma.

No entanto, também não deve ser descartada a possibilidade da presença de inclusões de tipo 2 representativas de relíquias do fluido inicial exsolvido do magma, que, por mudanças locais na pressão e temperatura, foram aprisionados antes de atingir o *solvus*. Nesses casos, as $Th_{(L-V)}$ representariam apenas os valores mínimos das temperaturas reais de aprisionamento, e portanto as condições mínimas de formação. Como nessas inclusões essas temperaturas já são bastante elevadas, o aprisionamento teria ocorrido em temperaturas ainda superiores.

É importante salientar que, de acordo com discussões de Beane e Bodnar (1995), inclusões exsolvidas diretamente do magma geralmente contêm minerais opacos e bordas visíveis de água líquida. Os opacos observados nessas inclusões de altas temperaturas de homogeneização são geralmente triangulares, sugerindo tratar-se de calcopirita, conforme observado também por Beane e Bodnar (1995) e Bodnar (1995). Nesses casos, pode-se inferir que o fluido também contém quantidades de cobre e ferro.

Por outro lado, inclusões com altas proporções volumétricas de vapor que resultam de imiscibilidade, normalmente não contêm bordas visíveis de H₂O líquida e raramente contêm minerais opacos de saturação, demonstrando que os fluidos aquosos são isentos de metais. Essas condições são observadas nas inclusões que indicam um processo de imiscibilidade, no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , uma vez que apresentam V_{vapor} muito elevados, tornando-se difícil observar a borda aquosa.

Durante a cristalização de um magma, as condições P, T, X podem variar num mesmo local, causando variações nas salinidades, densidades e quantidade de cloreto dos fluidos residuais (Beane e Bodnar, 1995). Roedder (1984) enfatiza que em ambientes intrusivos rasos pode ocorrer abundante brechação, com alívio de pressão no magma remanescente. A precipitação de quartzo nessas fraturas reduz a permeabilidade da rocha

fazendo com que a pressão interna cresça novamente. O autor discute ainda que mudanças nas condições de pressão e temperatura que ocorrem durante a cristalização causam grandes modificações nas salinidades. Isso pode fazer com que mais de um tipo de fluido exsolva diretamente do magma com o progresso da cristalização. Além disso, como discutem Beane e Bodnar (1995), conforme continua a cristalização, forma-se uma capa impermeável e a pressão começa novamente a sofrer um aumento. Esses processos podem se repetir por diversas vezes para cada evento intrusivo, levando a um ambiente de flutuação de pressão. Desse modo, após a exsolução dos fluidos iniciais, discutidos anteriormente, quando o sistema encontra-se numa das etapas de pressão elevada, um fluido bastante salino pode se separar do magma. E mesmo em etapas em que o sistema se encontra em baixas pressões, pode ser formado um fluido altamente salino nas fases finais de cristalização. A relação entre a salinidade e o progresso de cristalização conforme ilustradas em Bodnar (1995, Figura 4, ver também Capítulo IX) são bastante ilustrativas para explicar as variações que podem sofrer os fluidos exsolvidos, ou devido ao progresso da cristalização de um magma, ou a mudanças de pressão no sistema.

Desse modo, em algum instante desse processo, também pode ser exsolvido um fluido de alta salinidade que ao atingir condições de saturação desenvolveu cristais de sais. Quando aprisionado, esse fluido salino homogêneo, porém não saturado, pode atingir a curva de saturação da halita (curva halita + líquido), precipitando o sal. Se o fluido inicial já estava saturado contendo cristais de halita, esta poderia tanto aparecer no interior das inclusões em proporções variadas e também como inclusões sólidas nos cristais, ou, como discute Roedder (1984), como moldes de antigos cristais que possam ter sido diluídos e lixiviados por fluidos posteriores. Isso explicaria a presença de inclusões do tipo 3, que o diagrama $T_{h(L-V)}$ vs V_{vapor} mostra não terem sido formadas por processos de imiscibilidade. Essas inclusões, portanto persistiram até temperaturas mais baixas contendo apenas líquido e os cristais de saturação, desenvolvendo a fase vapor apenas quando atingiram a curva *solvus* (Líquido + Sólido + Vapor) do sistema. Nas poucas inclusões onde foi possível observar as temperaturas de dissolução dos sais de saturação, foram obtidos valores máximos de 425°C, sendo as $T_{h(L-V)}$ inferiores. Portanto as temperaturas de homogeneização total e as reais de aprisionamento são maiores que as obtidas para a dissolução do sal. Como nessas inclusões a proporção dos sais de saturação é relativamente constante e estes não foram observados nem como inclusões sólidas, nem como moldes nos cristais, elas foram provavelmente formadas a partir de um fluido salino não saturado que atingiu o ponto de saturação posteriormente, com o decréscimo das condições de pressão e temperatura. Deve ser enfatizado que as inclusões do tipo 3

contêm, em sua grande maioria, sólidos opacos triangulares (possível calcopirita) em proporções semelhantes, também constituindo cristais de saturação, o que seria mais uma indicação de um fluido magmático portador de metais.

As inclusões do tipo 1 teriam sido formadas ainda durante a cristalização do magma, a partir de fluidos menos salinos, aprisionados abaixo da curva *solvus* do sistema, em novas etapas de alívio de pressão com o progresso da cristalização (Bodnar, 1995). O diagrama $T_{h(L-V)}$ vs V_{vapor} sugere a existência de um processo de *boiling* que ocorreu em temperaturas ao redor de 400°C, demonstrado pela presença de inclusões ricas em líquido (tipo 1) coexistentes com ricas em gás e/ou vapor (tipos 2 e/ou 4), que homogeneizam em temperaturas semelhantes. Esse fluido de baixa salinidade teria sido gerado a partir da fase vapor do fluido magmático que sofreu imiscibilidade em 600°C. Com o posterior resfriamento, parte desse fluido pouco salino ainda não aprisionado nas temperaturas mais elevadas teria ultrapassado a curva *solvus* para esse sistema de menor salinidade, separando-se novamente numa fase líquida de baixa salinidade e numa fase vapor. Esse processo é detalhadamente discutido por Roedder (1984). Assim, teriam sido formadas as inclusões do tipo 1 com baixas salinidades e as ricas em vapor em uma nova etapa de separação de fluidos que ocorreu a aproximadamente 400°C. Essa última etapa poderia estar associada à alteração potássica que normalmente ocorre desde temperaturas menores que 600°C até aproximadamente 400/350°C (Heinrich, 2007). Alteração potássica associada a fluidos de baixa salinidade é destacada por Rusk *et al.* (2008). Também não pode ser descartada a influência do fluido magmático salino exsolvido diretamente do magma devido às mudanças nas condições P-T, nos processos de alteração potássica. Suas temperaturas de aprisionamento são superiores às temperaturas de dissolução dos sais e, embora sejam poucos os dados obtidos, observou-se que estas últimas atingem 425°C. Pode-se então sugerir que esse fluido salino foi aprisionado em temperaturas superiores a 425°C e que ele estava presente no sistema em temperaturas ainda mais elevadas, antes de ocorrer o aprisionamento e, portanto, na faixa de valores onde comumente ocorre a alteração potássica.

As temperaturas inferiores das inclusões de tipos 1 e 3 podem corresponder à sobreposição de eventos mais tardios de alteração.

O processo de imiscibilidade que ocorreu em 600°C também é indicado pelo diagrama que relaciona a Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.6), onde é observada uma correlação negativa considerando-se as inclusões dos tipos 3 e 2/4; também o *boiling* em 400°C é sugerido pela correlação negativa entre parte das inclusões do tipo 1 e as do tipo 2/4. Isso

porque, como discutem Bowers e Helgeson (1983), no caso de imiscibilidade, as inclusões com maiores V_{vapor} deveriam apresentar menores salinidades.

Figura 8.6: Diagrama mostrando Salinidade vs Volume de vapor para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

Outra tendência apresentada pelas inclusões de tipo 1 nesse diagrama mostra uma relativa variação no V_{vapor} , em inclusões com salinidades entre valores próximos a 1 até 10 % em peso de NaCl equivalente. Essa tendência deve ser representativa da intervenção de fluidos mais tardios, responsáveis pelas alterações mais recentes. Essas relações também são observadas no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.7) onde se observa variações de salinidade para as inclusões do tipo 1 de mais baixas temperaturas. Este último diagrama também mostra a existência de inclusões de tipo 3 e 2/4 com salinidades bem distintas e $Th_{(L-V)}$ semelhantes, enfatizando o processo da separação dos fluidos iniciais a 600°C e também o processo posterior de *boiling* pela presença de pontos relativos às inclusões de tipos 1 e 2/4 ambos de baixa salinidade e $Th_{(L-V)}$ semelhantes (ao redor de 400°C). Esse diagrama também ressalta a origem distinta das inclusões salinas (tipo3) exsolvidas diretamente do magma, cujos pontos se encontram agrupados numa região totalmente separada das anteriores.

Figura 8.7: Diagrama mostrando a $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} das inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I. O campo indica inclusões com salinidades mínimas uma vez que não foram observadas minerais de saturação.

8.3.2 Quartzo do veio de feldspato potássico-quartzo (alteração potássica) no Pórfiro

No veio de quartzo no Pórfiro I examinado ocorrem inclusões dos tipos 1, 2, 3 e 4. As inclusões ricas em líquido (tipo 1) e as ricas em gás e vapor (tipos 2 e 4) são predominantes.

Em muitos casos, as inclusões de tipos 1 e 2/4 ocorrem associadas em campos restritos de uma dada amostra, apresentando uma distribuição aleatória, com características de aprisionamento contemporâneo. Nesses casos, foram observadas grandes variações nas porcentagens da fase vapor, quando comparadas ao volume total da inclusão (V_{vapor} entre 7 e 95%), o que constitui feição muito comum de aprisionamento a partir de fluidos imiscíveis (*boiling*).

Por outro lado, observa-se que, em alguns cristais, predominam inclusões de tipos 2 e 4, que aparecem como grupos isolados, sem coexistência com as dos tipos 1 ou 3, sugerindo pertencerem a uma geração distinta (Prancha 14, Foto D).

Os valores das temperaturas do ponto eutético apresentaram grandes variações entre -84 e -40°C, com concentrações maiores de medidas entre -76 e -68°C e ao redor de -54°C (Figura 8.8). Os valores ao redor de -54°C indicam um sistema aquoso com NaCl e $CaCl_2$, podendo conter KCl (Yanatieva, 1946), enquanto que os valores inferiores podem ser devidos à presença de outros íons ou à questões de meta-estabilidade do sistema (Davis *et al.*, 1990).

Figura 8.8: Histograma mostrando a temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas no quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do Pórfiro I.

As inclusões do tipo 1 possuem salinidades variando de 2,6 a ca. 25 % em peso de NaCl eq., com maiores concentrações de medidas nas faixas de salinidades mais baixas. As do tipo 2 possuem valores de 3,4 a 14,6 % em peso de NaCl eq, com uma de valor maior (22,9 % em peso de NaCl eq.). As de tipo 3 apresentaram valores entre 26,1 a superiores a 37% em peso de NaCl eq., enquanto que as do tipo 4 principalmente de 3 a 7,4% em peso de NaCl eq., embora tenha sido obtido em uma inclusão um valor superior (23,3% em peso de NaCl eq) (Figura 8.9).

De modo geral, as salinidades das inclusões de tipo 3 representam apenas valores mínimos, pois são calculadas com base no sistema H_2O -NaCl, não se considerando outros possíveis íons dissolvidos. Também no caso das inclusões do tipo 2, considerando a presença de algum CO_2 dissolvido, o que causa o rebaixamento das Tfg, as salinidades calculadas podem estar superestimadas.

Observa-se ainda que algumas das inclusões de tipo 2 na realidade podem conter pequenas quantidades de CO_2 , o qual ocorre apenas como uma espécie dissolvida, causando uma depressão nas Tfg, não havendo a formação de clatratos com o congelamento (Hedenquist e Henley, 1985a). Isso também reforça a idéia que as

salinidades obtidas pelas Tfg e representadas nos diagramas acima podem estar superestimadas.

Figura 8.9: Histograma mostrando a salinidade das inclusões fluidas no quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do Pórfiro I.

Assim, essas inclusões poderiam ser na realidade do tipo 4, porém com quantidades muito pequenas de CO_2 , e as que apresentaram maiores $T_{h(L-V)}$ poderiam ter sido exsolvidas diretamente do magma, tendo sido aprisionadas em temperaturas mais elevadas, e apresentando salinidades menores do que as representadas nos diagramas acima, as quais foram obtidas a partir das Tfg.

As temperaturas de homogeneização líquido-vapor das inclusões de tipo 1 variam de 165 a 425°C. As de tipo 2 apresentam maiores variações de $T_{h(L-V)}$. Um grupo apresentou valores de 425 a 457°C, enquanto que um segundo apresentou valores bem maiores, até 595°C (Figura 8.10). Nas poucas inclusões do tipo 4 em que foi possível medir temperaturas de homogeneização, foram obtidos valores bastante elevados, ao redor de 580°C. Foram observadas grandes quantidades de inclusões dos tipos 2 e 4 (Tabela 2, Anexo 8), embora em muitas delas as $T_{h(L-V)}$ não puderam ser medidas, devido às grandes proporções da fase vapor, o que dificulta a observação da temperatura exata de desaparecimento total da fase líquida pela expansão do vapor, principalmente no caso de inclusões com formas mais regulares (Bodnar *et al.*, 1985).

Figura 8.10: Histograma mostrando a frequência das temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas de tipos 1, 2, 3 e 4 presentes no quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do Pórfiro I.

Beane e Bodnar (1995) mostram que inclusões ricas em vapor podem, alternativamente, representar fluidos exsolvidos diretamente do magma ou resultar de imiscibilidade do fluido magmático nos casos em que coexistem com as de tipo 1 ou 3. Estes autores mostram também que as inclusões ricas em vapor, que resultam de imiscibilidade de um fluido magmático, normalmente não contêm borda visível de H₂O líquida e raramente englobam mineral opaco de saturação, enquanto que aquelas que foram exsolvidas diretamente do magma possuem bordas de água líquida visível ao redor da bolha e normalmente contêm opacos de saturação.

No caso das amostras estudadas, observou-se que muitas inclusões de tipos 2 e/ou 4 com altas razões volumétricas entre as fases vapor e a líquida (V_{vapor} 70 a 95% - Tabela 2, Anexo 8), não apresentam bordas líquidas bem visíveis e não contêm minerais opacos de saturação. Essas inclusões coexistem com as de tipo 1, ricas em líquido, podendo então representar aprisionamento a partir de fluidos imiscíveis. Outras inclusões, no entanto, apresentaram opaco triangular de saturação, bordas líquidas bem visíveis (proporções volumétricas ao redor de 50%) e homogeneizaram em temperaturas bastante elevadas (~560°C), sugerindo um fluido exsolvido diretamente do magma.

Embora poucas medidas de $Th_{(L-V)}$ tenham sido obtidas nas inclusões com altas proporções de V_{vapor} , conforme dificuldade discutida anteriormente, observou-se que elas se encontram, em certos cristais, coexistindo com as de tipo 1 nas mesmas regiões das mesmas amostras, realmente sugerindo um processo de *boiling*, por sua distribuição (Figura 8.11). Além disso, poucas medidas de T_{fg} foram obtidas para as inclusões ricas em vapor, uma vez que a maioria possui salinidades muito baixas, dificultando a observação dessa mudança de fase. Apesar do número reduzido de medidas referentes às inclusões do tipo 2, o diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} (Figura 8.12) sugere a existência de um processo de *boiling* em temperaturas ao redor de 400°C.

Figura 8.11: Fotomicrografia mostrando a variação volumétrica da fase vapor das inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I, sugerindo um processo de *boiling*. 1: inclusões ricas em líquido; 2: inclusões ricas em vapor; 3: inclusões com V_{vapor} de valor intermediário.

O aprisionamento das inclusões a partir de um fluido imiscível (*boiling*) em temperaturas de 400°C também é sugerido pelo diagrama Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.13), que, embora com certa dispersão de pontos, de modo geral mostra uma tendência do decréscimo de salinidade com o aumento da proporção volumétrica da fase vapor, o que está de acordo com as discussões de Bowers e Helgeson (1983).

O processo de imiscibilidade de fluidos também parece estar indicado no diagrama Salinidade vs $Th_{(L-V)}$ (Figura 8.14), onde apesar de certas dispersões de pontos é observada uma tendência de acréscimo de salinidade com a diminuição da temperatura.

Figura 8.12: Diagrama mostrando $T_{h(L-V)}$ vs V_{vapor} para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I. A linha contínua representa a curva solvus esquemática para um sistema aquoso salino. Observa-se que muitas inclusões dos tipos 2 e 4 situam-se acima dessa curva.

Figura 8.13: Diagrama mostrando Salinidade vs V_{vapor} para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I. A região delimitada refere-se a inclusões dos tipos 2 e 4 que ocorrem como grupos isolados em cristais distintos, sem coexistir com as de tipo 1 ou 3.

Figura 8.14: Diagrama mostrando Salinidade vs $Th_{(L-V)}$ para as inclusões fluidas do quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

De acordo com Wilkinson (2001), uma tendência de decréscimo da salinidade com o acréscimo da temperatura é comumente observada para os casos de imiscibilidade (*boiling*) em sistemas abertos, onde ocorre a perda de água e outros voláteis. Como a amostra estudada pertence a um veio, ou seja, a um sistema aberto, é grande a possibilidade de ocorrer um *boiling* contínuo, com escape de fluidos. Nesse caso, como os sais sofrem partição preferencial para a fase líquida, o escape de água causa um aumento na salinidade do líquido residual, à medida que ocorre o *boiling* contínuo. Além disso, como resultado dessa expansão adiabática, onde não há troca de energia térmica entre o sistema em *boiling* e o meio exterior, ocorre uma diminuição da energia interna do fluido, com o conseqüente decréscimo progressivo da temperatura, resultando na tendência sugerida na Figura 8.14.

Nos processos de *boiling*, as inclusões ricas em líquido coexistentes com ricas em vapor possuem temperaturas semelhantes, embora com modos de homogeneização diferentes. Essas temperaturas são bastante próximas das reais de aprisionamento. Desse modo podem ser obtidas pressões aproximadas às reais de formação da inclusão e do evento ao qual elas estão relacionadas.

As inclusões de tipo 3, por sua vez, embora tenha-se obtido poucas determinações para $Th_{(L-V)}$, são muito semelhantes às observadas nos cristais de quartzo da matriz,

inclusive com ocorrência de opacos triangulares de saturação (provável calcopirita). Desse modo, pode ser sugerida a mesma origem discutida para as inclusões de tipo 3 do quartzo da matriz, ou seja: resultam do aprisionamento de um fluido salino exsolvido diretamente do magma, devido a mudanças nas condições P-T-X, o qual persistiu durante a formação do veio tendo sido aprisionado nos cristais de quartzo nessa etapa.

Também neste caso é observada a sobreposição de eventos posteriores de alteração, que estão bem evidentes no diagrama Salinidade vs $Th_{(L-V)}$ representados por inclusões do tipo 1 com intervalos de salinidade entre 5 e 15 % em peso de NaCl eq., que homogeneizam em direção a temperaturas bastante baixas.

O diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , sugere, portanto, um processo de *boiling* em temperaturas ao redor de 400°C, que representa um valor próximo ao real de aprisionamento, as quais estão relacionadas aos processos de alteração potássica caracterizada nos veios de quartzo-feldspato potássico do pórfiro. Desse modo foram determinadas isócoras para inclusões com temperaturas de homogeneização próximas a esse valor (367 e 425°C), o que forneceu pressões entre 300 e 600 bar (Figura 8.15). Foi escolhido um intervalo de temperatura ao invés de um valor específico devido a variações nos processos de *boiling* decorrentes de ligeiras mudanças em P e T, conforme discute Bodnar (1995) entre outros.

Figura 8.15: Diagrama mostrando as isócoras das inclusões fluidas formadas pelo aprisionamento de um fluido em boiling em temperaturas ao redor de 400°C, mostrando o intervalo das pressões obtidas para o quartzo da matriz com alteração feldspato potássico-quartzo do Pórfiro I.

Por outro lado, inclusões com grandes proporções volumétricas da fase vapor e altas temperaturas de homogeneização, como algumas de tipo 2 e as de tipo 4 examinadas, apresentam distribuição e modo de ocorrência que sugerem que elas pertençam a outra geração, talvez representativas ainda de relíquias de fluidos magmáticos (Bodnar, 1995). Essas inclusões concentram-se no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} acima da curva *solvus* de 400°C, sugerindo aprisionamento anterior aos processos de *boiling* ou ainda relíquias de imiscibilidade em 600°C, como observado no quartzo da matriz. As morfologias relativamente regulares dessas inclusões realmente sugerem um aprisionamento prévio, sob temperaturas mais elevadas (e.g., Bodnar *et al.*, 1985; Hedenquist e Arribas, 1998). Muitas dessas inclusões são semelhantes a várias encontradas nos fenocristais de quartzo do Pórfiro 1 (Figura 8.8m, Fotomicrografia 8), reforçando a hipótese de que se tratam de relíquias de um fluido de origem magmática. Como no caso anterior, entretanto, existe a possibilidade das inclusões do tipo 2 representarem na realidade o tipo 4, porém com quantidades muito pequenas de CO_2 . Assim, as inclusões que apresentaram maiores $TH_{(L-V)}$ teriam sido exsolvidas diretamente do magma e aprisionadas em temperaturas mais elevadas, apresentando salinidades menores do que as representadas nos diagramas acima, obtidas a partir das T_{fg} .

De qualquer modo, pode se concluir com um bom grau de certeza que essas inclusões representam fluidos mais quentes, aprisionados em épocas anteriores aos processos de imiscibilidade que ocorreram ao redor de 400°C.

8.3.3 Assembleia biotita-plagioclásio-magnetita (Biotitização) no andesito basáltico

As inclusões fluidas associadas com este tipo de assembleia de alteração, observadas em cristais de plagioclásio que coexistem com biotita, são apenas do tipo 1, ricas em líquido, distribuídas de modo aleatório nos cristais indicando origem primária. Apresentam dimensões médias de 5 a 10 μm de diâmetro

As temperaturas do ponto eutético das soluções aquosas variaram de -75 a -49°C (Figura 8.16). Os valores ao redor de -50 são indicativos de uma solução aquosa contendo NaCl, $CaCl_2$, e KCl, segundo dados de eutéticos obtidos de sistemas estudados experimentalmente (Yanatieva, 1946). Os valores menores são atribuídos como nos outros casos a questões de meta-estabilidade e/ou presença de ions adicionais em solução (Davis *et al.*, 1990).

As salinidades variaram de 1,5 a 6,5 % em peso de NaCl eq., com a maior concentração de valores ao redor de 4% em peso de NaCl eq. (Figura 8.17). As

temperaturas de homogeneização total, por sua vez concentram-se no intervalo entre 195 e 315°C, com maior frequência de medidas entre 245 a 285°C. Alguns valores alcançaram 307°C (Figura 8.18).

Figura 8.16: Histograma mostrando Temperatura do ponto eutético para as inclusões em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.

Figura 8.17: Histograma mostrando as salinidades das inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com a assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.

Figura 8.18: Histograma mostrando as Temperaturas de homogeneização das inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.

Os diagramas das Figuras 8.19, 8.20 e 8.21 ($Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , Salinidade vs V_{vapor} e $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade) não indicam a presença de *boiling*, já que não se observam grandes variações nas proporções volumétricas da fase vapor e nem as características indicadas por Roedder (1984) e Ramboz *et al.* (1982).

De fato, no caso dos feldspatos do andesito basáltico biotitizado, as inclusões invariavelmente apresentam pequena variação volumétrica entre as fases. No diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} (Figura 8.19) observa-se que os pontos não delimitam completamente a curva *solvus* do sistema H_2O - NaCl, concentrando-se na região de menor volume ou seja de maior densidade, havendo apenas homogeneização para o estado líquido. Assim, não sugerem a presença de *boiling*. Adicionalmente, inexistência de *boiling* também fica evidenciada pela ausência de correlação negativa no diagrama Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.20), já que os pontos concentram-se numa pequena região e, em caso de *boiling*, as inclusões com maiores proporções volumétricas da fase vapor deveriam ter as menores salinidades (Bowers e Helgeson, 1983).

O diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.21), também sugere inexistência de *boiling*, uma vez que os pontos encontram-se dispersos numa pequena região e não apresentam qualquer correlação negativa. Nesse diagrama, apenas é observada uma pequena variação da salinidade (principalmente de 3 a 5 % do NaCl eq.), em temperaturas

relativamente constantes (entre ca. 200 e 300°C). Processos de *boiling* deveriam implicar em correlação negativa nesse diagrama, pois nas inclusões que homogeneizam para o líquido, maiores T_h indicariam maiores V_{vapor} e no caso de *boiling* inclusões com maiores V_{vapor} deveriam ter menores salinidades, o que não foi observado no diagrama Salinidade vs V_{vapor} .

Considerando o intervalo de maior concentração de medidas de $T_{h(L-V)}$ (Figura 8.18) obtido, foram construídas as isócoras representativas de densidades, considerando-se uma salinidade média equivalente a 4% em peso de NaCl (Figura 8.17), utilizando-se as equações de Bakker (1999) e Bowers e Helgeson (1983), disponíveis no programa Fluids (Bakker, 2003). Assim, como as inclusões foram aprisionadas a partir de um sistema homogêneo de fluidos, as $T_{h(L-V)}$ representam apenas os valores mínimos das condições reais de aprisionamento e necessitam de uma correção de pressão para obtenção das temperaturas reais durante a alteração.

Figura 8.19: Diagrama mostrando as Temperaturas de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.

Figura 8.20: Diagrama mostrando Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.

Figura 8.21: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus salinidade para as inclusões fluidas em plagioclásio do andesito basáltico com assembleia hidrotermal biotita-plagioclásio-magnetita.

Determinações em inclusões fluidas obtidas por Bouzari e Clark (2006) para as condições de “biotitização” da jazida de Cerro Colorado, que Clark (inédito) considera guardar semelhanças com a jazida de Cuajone, resultaram em temperaturas no intervalo entre 251 e 381°C. Considerando-se as isócoras indicadas na Figura 8.22, observa-se que, para uma pressão estimada em 500 bar, próximas às obtidas por Bouzari e Clark (2006) para a alteração dos estágios iniciais semelhantes à assembleia hidrotermal encontrada em Cuajone (biotita + plagioclásio + magnetita) as temperaturas obtidas (310 a 370°C) (Figura 8.22), situam-se no mesmo intervalo do determinado por esses autores.

Figura 8.22: Diagrama P-T representando as isócoras no intervalo de $TH_{(L-V)}$ entre 245 e 307°C mostrando a temperatura estimada para a “biotitização” em andesito basáltico da jazida Cuajone, considerando pressão de 500 bar.

8.3.4 Assembleia argilominerais- sericita-carbonatos-clorita (alteração SCC) no andesito basáltico

As inclusões fluidas observadas nos poucos cristais de quartzo associados à alteração sericita-clorita-argila com carbonato são predominantemente do tipo 1 (ricas em líquido), seguidas pelas do tipo 3 (salinas), que ocorrem em menor quantidade.

As temperaturas do ponto eutético da solução variam principalmente entre -60 e -44 (Figura 8.23), indicando um sistema composto por $H_2O + NaCl + CaCl_2 \pm KCl$ (Yanatieva,

1946); valores inferiores, como típico, podem indicar presença íons adicionais dissolvidos ou meta-estabilidade do (Davis *et al.* 1990).

As salinidades das inclusões do tipo 3 variam de 25,4 a 30,3 % em peso de NaCl eq.; uma medida isolada apresentou 55 % em peso de NaCl eq. As de tipo 1 resultaram em salinidades predominantemente entre 1,3 e 11,5 % em peso de NaCl eq., mas algumas medidas resultaram entre 16 e 24,5 % em peso de NaCl eq., estes últimos representativos de valores intermediários entre as de alta e baixa salinidades. Não se observou separação nítida entre elas (Figura 8.24).

Figura 8.23: Histograma mostrando a Temperatura do ponto eutético das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.

Figura 8.24: Histograma mostrando a Salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.

As temperaturas de homogeneização (líquido-vapor) variam, principalmente, de 260 a 380°C (Figura 8.25), embora algumas inclusões apresentem valores de $Th_{(L-V)}$ algo mais baixos, no intervalo entre 140 e 260°C.

Figura 8.25: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.

Os diagramas $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade e Salinidade vs V_{vapor} , não parecem indicar a existência de processos de *boiling* durante esse tipo de alteração. Embora o diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} (Figura 8.26) apresente parte da curva de imiscibilidade, não foram observadas inclusões fluidas ricas em vapor (tipo 2), coexistentes com as de tipo 1 ou 3, e nem grandes variações nas proporções volumétricas da fase vapor.

Considerando-se o diagrama Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.27), observa-se que ocorrem duas tendências distintas apresentadas pelas inclusões de tipo 1: uma representada por inclusões de salinidades variáveis porém baixas (1 a 11,5 % em peso de NaCl eq.), cujos valores independem da porcentagem volumétrica da fase vapor (*tendência 1*), e outra com salinidades intermediárias (ca. 16 a 25% em peso de NaCl eq.), que em princípio parece sugerir uma correlação negativa, onde a salinidade diminui com o aumento do V_{vapor} (*tendência 2*). Variações nas salinidades e nas proporções volumétricas da fase vapor poderiam ser indicativas de três processos distintos: aprisionamento a partir de fluidos imiscíveis (*boiling*), de misturas de fluidos ou de modificações posteriores ao aprisionamento (Wilkinson, 2001).

Figura 8.26: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.

Figura 8.27: Diagrama mostrando Salinidade versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.

Como destacado acima, não existem evidências de aprisionamento a partir de um fluido em *boiling*, descartando o primeiro processo. Adicionalmente, como foram estudadas apenas inclusões com características de origem primária, que não apresentaram feições de que tenham sido modificadas após o aprisionamento, as variações observadas parecem refletir as características do fluido original, descartando o terceiro processo descrito. Portanto, parece mais provável que o aprisionamento das inclusões ocorreu a partir de misturas de fluidos, como também sugerido no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.28)

Figura 8.28: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração SCC no andesito basáltico em Cuajone.

As inclusões do tipo 3 parecem delinear parte da curva *solvus* no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , mas como não coexistem com inclusões ricas em vapor, não podem representar um fluido em *boiling*. No diagrama Salinidade vs V_{vapor} observa-se que os pontos referentes às inclusões do tipo 3 delimitam um campo distinto das de tipo 1, porém com certa sobreposição de valores com as de tipo 1 na região de salinidade intermediária. Adicionalmente, o diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade, também mostra que algumas inclusões de tipo 3 sofreram homogeneização nos mesmos intervalos de temperatura elevados das de tipo 1 (ao redor de 370°C).

No caso dessas inclusões, pode-se sugerir aprisionamento de um fluido salino desenvolvido de forma independente. Desse modo, as inclusões dos tipos 3 e 1 teriam sido formadas em etapas ligeiramente distintas por processos de condensação e contração respectivamente, como discutido por Heinrich 2007 e Sillitoe 2010, entre outros e apresentados detalhadamente no capítulo de discussões. Também ocorrem misturas variáveis entre esses dois tipos de fluidos o que explicaria as variações nas salinidades das inclusões do tipo 1.

8.3.5 Assembleia quartzo-sericita-pirita (Sericitização) em riólito

Nos veios e cristais de quartzo associados aos processos de sericitização no riólito, ocorrem principalmente inclusões do tipo 1, raras do tipo 3, em grupos distribuídos de modo aleatório no interior dos cristais, típicas de origem primária.

As temperaturas eutéticas variaram de -59,6 a -51°C, indicando sistema principalmente composto por $H_2O + NaCl + CaCl_2 \pm KCl$ (Yanatieva, 1946). Foram obtidos poucos valores das temperaturas do ponto eutético, devido à dificuldade de observação dessa mudança de fase nas amostras; portanto elas não foram representadas em histogramas.

As salinidades variaram principalmente de 0,5 a 10 % em peso de NaCl eq. (tipo 1), com alguns valores superiores chegando até 18,5 % em peso de NaCl eq.. As raras inclusões do tipo 3 observadas apresentaram salinidades de 27,5 a 28 % em peso de NaCl eq. (Figura 8.29).

Figura 8.29: Histograma mostrando a salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.

As temperaturas de homogeneização das inclusões do tipo 1 variaram principalmente entre 320 e 364°C, com maior concentração de valores entre 335 a 355°C. Apenas foi observada a $Th_{(L-V)}$ de uma única inclusão do tipo 3 (246°C) (Figura 8.30).

Figura 8.30: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.

As variações volumétricas apresentadas pelas inclusões estudadas são relativamente pequenas (V_{vapor} de aproximadamente 16 a 40%, principalmente entre 28 e 39%). Essas variações volumétricas e a ausência de inclusões do tipo 2 (ricas em vapor) que homogeneizam para o vapor em temperaturas semelhantes às de tipo 1, não sugerem aprisionamento a partir de um fluido originalmente imiscível (*boiling*) embora os dados no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} delimitem uma pequena parte da curva *solvus* do sistema (Figura 8.31).

O diagrama Salinidade vs V_{vapor} também não é representativo de *boiling*, uma vez que os pontos analíticos encontram-se concentrados, sem uma tendência de decréscimo da salinidade com o aumento do volume da fase vapor (Figura 8.32).

Figura 8.31: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.

Figura 8.32: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.

O diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.33) mostra grandes variações na salinidade em dois intervalos de temperatura. Um deles situa-se ao redor de 350°C, semelhante ao observado na assembleia SCC e outro com valores um pouco mais espalhados variando de 200 a 300°C. Observa-se também que as salinidades atingem valores bastante baixos (1,8 % em peso de NaCl eq.) no caso do primeiro intervalo de temperatura mencionado. Já na faixa de menores temperaturas as salinidades chegam a valores ainda mais baixos 0,6% em peso de NaCl eq. Essas distribuições sugerem um processo de mistura de fluidos que ocorreram em dois intervalos de temperaturas. Os valores baixos de salinidade podem ser indicativos da contribuição de fluidos meteóricos no sistema.

Figura 8.33: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização *versus* Salinidade das inclusões fluidas em quartzo relacionado à alteração de sericitização no riólito na jazida de Cuajone.

8.3.6 Veio de quartzo-feldspato potássico (alteração potássica) no andesito basáltico

No veio de quartzo-feldspato potássico examinado do andesito basáltico ocorrem apenas inclusões dos tipos 1 e 3, as primeiras predominantes. Os aspectos texturais sugerem tratar-se também de inclusões primárias.

As temperaturas eutéticas variaram entre -55 e -50°C (Figura 8.34), indicando o sistema aquoso com NaCl e CaCl₂, podendo conter algum KCl (Yanatieva, 1946). Valores

inferiores observados e podem indicar outros íons em solução e/ou meta-estabilidade, a exemplo dos casos anteriores.

As inclusões do tipo 1 possuem salinidades variando de 3,9 a 18,6 % de NaCl eq., enquanto que nas do tipo 3 as salinidades situam-se desde 57 até valores superiores a 68 % de NaCl eq. (Figura 8.35). Merece ser mencionado que, nesses últimos casos não foram determinadas as temperaturas de dissolução dos sais de saturação, que ocorrem em valores superiores a 600°C, o limite do equipamento. Assim as salinidades reais destas inclusões podem ser ainda maiores.

As temperaturas de homogeneização (líquido-vapor) variaram dentro de uma faixa estreita, entre 300 e 360°C, com maior número de medidas entre 320 e 340°C (Figura 8.36). Algumas poucas inclusões apresentaram valores menores (entre 200 e 300°C). No entanto, as inclusões do tipo 3 homogeneizam pela dissolução do sal de saturação, e assim, suas temperaturas de homogeneização total situam-se desde 530°C atingindo valores superiores a 600°C (Figura 8.37).

Figura 8.34: Histograma mostrando a Temperatura do Eutético das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

Figura 8.35: Histograma mostrando a Salinidade das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

Figura 8.36: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

Figura 8.37: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização Total das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

No diagrama Th vs Vvapor foram representados os campos das temperaturas de homogeneização (líquido-vapor), para as inclusões dos tipos 1 e 3, e da homogeneização pela dissolução dos sais de saturação, no caso das inclusões do tipo 3. Esse diagrama (Figura 8.38) não indica a presença de aprisionamento de um fluido em *boiling*. Além disso, a variação da razão $V_{\text{vapor}}/V_{\text{total}}$ das inclusões é muito pequena, não havendo inclusões do tipo 2 que homogeneizam para o vapor em faixas de temperatura semelhantes às de tipo 1 ou 3, que homogeneizam para o líquido. Adicionalmente, o diagrama Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.39) não apresenta correlação negativa, reforçando a ausência desse processo e também deve ser considerado que inclusões que homogeneizam pela dissolução do sal em temperaturas mais elevadas que as $Th_{(L-V)}$, não significam que o aprisionamento ocorreu a partir de um fluido em *boiling* (Bodnar, 1994; Ramboz *et al.*, 1982).

Destaca-se nos diagramas Salinidade vs V_{vapor} e Salinidade vs Th_{total} (Figura 8.40) que as inclusões dos tipos 1 e 3 formam dois grupos bem diferenciados em relação tanto à temperatura quanto à salinidade, sugerindo que foram formadas em estágios distintos.

Figura 8.38: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

Figura 8.39: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

Figura 8.40: Diagrama mostrando a Salinidade versus Temperatura de homogeneização total das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

As temperaturas de homogeneização total, no caso das inclusões do tipo 3, são as próprias temperaturas de dissolução do sal, que variam de 528 °C a valores maiores que 600°C, ($T_{ds} > T_{hl-v}$) e, portanto, essas inclusões provavelmente se formaram em temperaturas maiores, sendo anteriores às do tipo 1.

O diagrama T_{ds} vs $T_{h(L-V)}$ (Figura 8.41) mostra que o campo representado pela temperatura de dissolução dos sais de saturação nas inclusões do tipo 3 são bem superiores à equação linear de equilíbrio halita + líquido + vapor (onde $T_{h(L-V)}$ é igual à T_{ds}). Inclusões com estas características poderiam ter sido originadas partir do aprisionamento de soluções homogêneas saturadas ou alternativamente subsaturadas, porém, neste último caso, sob temperaturas e pressões maiores (Ramboz *et al.*, 1982).

Assim, sugere-se que essas inclusões foram formadas em temperaturas relativamente elevadas, a partir de um fluido originalmente muito salino que, com o resfriamento, atingiu o ponto de saturação, formando cristais de halita, antes de atingir a curva de equilíbrio líquido-vapor, como mostra esquematicamente a Figura 8.38. Com o resfriamento posterior, apenas foi formada a bolha de vapor quando o fluido atingiu a curva de imiscibilidade (L-V).

Figura 8.41: Diagrama mostrando Dissolução do sal versus Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo de veio de quartzo-feldspato no andesito basáltico na jazida de Cuajone.

8.3.7 Quartzo da matriz do Pórfiro II (alteração SCC e/ou propilítica)

No quartzo da matriz do Pórfiro II da amostra examinada foram observadas principalmente inclusões dos tipos 1 e 3, com predominância das primeiras. Nas amostras analisadas apenas foi observada uma inclusão cujo volume da fase vapor sugere tratar-se do tipo 2, embora os resultados sejam incertos.

As inclusões do tipo 3 ocorrem de modo aleatório apenas em certos cristais estudados, raramente coexistindo com as do tipo 1. Estas também se encontram distribuídas de modo aleatório no interior de outros cristais. A distribuição dos dois tipos de inclusões sugere origem primária.

As temperaturas eutéticas não puderam ser obtidas devido às pequenas dimensões das inclusões, às baixas salinidades das de tipo 1, bem como a presença de muitos sólidos nas de tipo 3, restando quantidades muito pequenas da fase aquosa. As poucas determinações efetuadas sugerem tratar-se do sistema $H_2O-NaCl-CaCl_2 \pm KCl$.

As salinidades variaram de 1,5 a 8,5% em peso de NaCl eq. nas inclusões de tipo 1 e de 25,5 a 44,5 % em peso de NaCl eq., nas de tipo 3, com grande quantidade de medidas com valor mínimo ao redor de 26% em peso de NaCl eq. (Figura 8.42), uma vez que tinham

sais (NaCl) de saturação, dos quais não foi possível observar a dissolução durante os experimentos.

Figura 8.42: Histograma mostrando a salinidade das inclusões fluidas em quartzo da matriz no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

As temperaturas de homogeneização (líquido-vapor) das inclusões de tipo 1 variaram entre 240 e 380°C. No caso das inclusões de tipo 3 os valores apresentaram grande dispersão (Figura 8.43), não representando, nesse caso, a homogeneização total, uma vez que essa ocorreu pela dissolução dos sais de saturação em valores superiores, embora estes nem sempre tenham sido observados.

Os dados obtidos não sugerem um aprisionamento a partir de fluidos imiscíveis, o que é indicado pelos diagramas $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} (Figuras 8.44), Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.45) e $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.46). Na realidade, observam-se nos diagramas dois campos bem definidos e distintos para as inclusões dos tipos 1 e 3, o que está coerente com o fato de estarem hospedadas em cristais diferentes.

Figura 8.43: Histograma mostrando a Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo da matriz no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

Figura 8.44: Diagrama mostrando a Temperatura de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões em quartzo da matriz no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

Deve ser destacado, que as temperaturas de homogeneização total, pela dissolução do sal de saturação, das inclusões do tipo 3 são superiores. Naquelas onde foi possível medir esse parâmetro foram observadas no diagrama T_{ds} vs $Th_{(L-V)}$ (Figura 8.47) temperaturas entre 360 e 380°C para a dissolução do sal em inclusões cujas $Th_{(L-V)}$ variaram entre 180 e 203°C. As temperaturas de dissolução do sal representam as mínimas de aprisionamento de um fluido provavelmente sub-saturado. Nas outras, com $Th_{(L-V)}$ maiores, não foi observada a dissolução do sal até as máximas temperaturas alcançadas durante a etapa de aquecimento (390°C) e, portanto, suas temperaturas de homogeneização total são ainda superiores.

As inclusões de tipo 1 também alcançam temperaturas máximas de homogeneização em valores relativamente elevados (máximo de 378°C) porém, de modo geral, menores que as de tipo 3 (360 a >390), realmente indicando que foram aprisionadas em evento diferente.

O diagrama Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.45) mostra que os pontos relativos às inclusões do tipo 1 concentram-se nas regiões de salinidades menores que 10% em peso de NaCl eq., independentemente da variação volumétrica da fase vapor. Além disso, no diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.46) os pontos relativos às inclusões de tipo 1 com salinidades menores também são os que de modo geral apresentam as menores temperaturas de homogeneização. Este fato sugere influência de fluidos externos menos salinos e mais frios.

Figura 8.45: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo da matriz no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

Figura 8.46: Diagrama mostrando a Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo da matriz no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

Figura 8.47: Diagrama que relaciona a temperatura de dissolução dos sais com as temperaturas de homogeneização das fases fluidas para as inclusões fluidas em quartzo da matriz no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

8.3.8 Veio de quartzo-feldspato potássico (alteração potássica) no Pórfiro II

Nos cristais de quartzo do veio quartzo-feldspato potássico do pórfiro II ocorrem predominantemente inclusões primárias de tipo 1, seguidas pelas de tipo 3. As de tipo 1 predominam em alguns cristais; em outros são observados agrupamentos de inclusões de tipo 3, que ocorrem como manchas intercaladas com as de tipo 1 em porções distintas dos cristais.

As temperaturas do ponto eutético das soluções aquosas variaram de -80 a -48°C (Figura 8.48), novamente indicando um sistema aquoso com íons Ca^{2+} , Na^+ , Cl^- , com provável presença de K^+ . Observa-se que as inclusões de tipo 3 apresentam uma tendência para valores mais baixos de eutéticos, usualmente interpretada como devida à presença de íons adicionais ou meta-estabilidade.

Figura 8.48: Diagrama mostrando o Ponto eutético das inclusões fluidas do quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

Figura 8.49: Diagrama mostrando a Salinidade das inclusões fluidas do quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

As salinidades das inclusões do tipo 1 variam principalmente de 0,5 a 12,5 % em peso de NaCl eq., embora alguns valores maiores tenham sido observados (Figura 8.49). As de tipo 3 possuem geralmente salinidades muito elevadas, principalmente entre 40 e 50 % em peso de NaCl eq., com alguns valores mais baixos. Entre as de valores mais baixos encontram-se aquelas onde não foi observada a dissolução do sal de saturação e, portanto, os resultados representam apenas valores mínimos.

As $Th_{(L-V)}$ obtidas (Figura 8.50) apresentam grande dispersão nas inclusões do tipo 1, havendo maior número de medidas entre 275 e 295°C, 335 e 355°C e 395 e 415°C, respectivamente. As de tipo 3 apresentam valores de $Th_{(L-V)}$ concentrados entre 235 e 295°C, embora estes não representem temperaturas de homogeneização total, que ocorreram pela dissolução dos sais de saturação entre 285 e 453°C, nas inclusões onde foi possível observar essa mudança de fase. Nas outras inclusões de tipo 3, o sal não sofreu dissolução até 455°C, que foi a máxima temperatura de aquecimento a que foram submetidas e, portanto, suas temperaturas de aprisionamento são superiores a esse valor.

Figura 8.50: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização das inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

O diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , (Figura 8.51) não indica aprisionamento a partir de um fluido imiscível. Uma única inclusão de tipo 2 observada, apresentou valores bastante incertos, podendo ter sofrido modificações posteriores com perda de água.

Figura 8.51: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no Pórfiro II na jazida de Cuajone.

Os diagramas Salinidade vs V_{vapor} (Figura 8.52) e $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figura 8.53), também evidenciam dois campos bem distintos para as inclusões de tipos 1 e 3.

Figura 8. 52: Diagrama mostrando Salinidade versus Volume vapor para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone.

Figura 8. 53: Diagrama mostrando Temperatura de homogeneização versus Salinidade para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone.

Como nas inclusões de tipo 3 a dissolução do sal ocorreu sempre acima da temperatura de homogeneização (líquido-vapor, Figura 8.54), pode-se indicar que elas foram formadas a partir de um fluido homogêneo subsaturado em temperaturas ainda mais elevadas, que precipitaram o sal com a diminuição das condições de P e T e, apenas desenvolveram a bolha de vapor quando atingiram a curva *solvus* do sistema.

Os campos distintos nos diagramas Salinidade vs V_{vapor} e $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade (Figuras 8.52 e 8.53) aliados às observações acima referentes a inexistência de boiling, sugerem que as inclusões de tipos 1 e 3 foram também formadas em etapas evolutivas distintas.

Figura 8.54: Diagrama mostrando Temperatura de dissolução do sal versus Temperatura de homogeneização para as inclusões fluidas em quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II na jazida de Cuajone.

CAPITULO IX

CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Este capítulo sintetiza os principais resultados obtidos, apresenta algumas considerações interpretativas finais, particularmente decorrentes dos estudos de inclusões fluidas, bem como procura estabelecer uma sequência lógica dos eventos de alteração na Mina Cuajone. Finalmente são oferecidas algumas conclusões baseadas nos dados obtidos e nas interpretações alcançadas.

9.1 Considerações sobre a petrografia e mineralogia

Estudos petrográficos de 77 amostras representativas da amostragem sistemática de 22 furos de sondagem selecionados ao longo de três perfis representativos da cava de Cuajone (Figura 4.4) permitiram correlacionar diferentes tipos de rochas e suas correspondentes alterações (Figuras 5.1, 5.2 e 5.3, Anexo 5), como sintetizado a seguir.

Perfil 1

Localizado ao norte da cava, com direção E-W. Este perfil foi elaborado a partir de sete furos de sondagem (A-G). O tipo de rocha predominante corresponde a variedades de andesitos basálticos encaixantes. Outros tipos de rochas que fazem parte deste perfil são quartzo latito pórfiro, que ocorre no lado oeste do perfil (amostras A-2 e A-3 com cotas 3.127,52 m e 2.993,92 m respectivamente), no furo de sondagem A, enquanto que *leuco quartzo dioritos-tonalitos* denominado genericamente pórfiro II e traquito pórfiro aparecem no furo D. O traquito parece constituir um dique nas partes profundas do furo (amostra D-6, cota 2.834,13 m), enquanto o pórfiro-II (amostra D-4) ocorre em níveis superiores (cota 3.105,13 m).

Neste perfil foi possível indicar uma sequência da alteração hidrotermal particularmente para as variedades de andesito basáltico (rocha predominante); outras rochas e respectivas alterações que também ocorrem, mas que são mais típicas dos outros perfis, serão descritas em maior detalhe quando da descrição destes.

Nas zonas mais profundas (amostras B-3, C-4 e E-3) observa-se uma assembleia de alteração caracterizada pela combinação biotita-plagioclásio-magnetita, normalmente associada a um processo de biotitização. Em cotas um pouco superiores, anidrita e quartzo

se juntam a esta assembleia, como minerais adicionais típicos desta alteração hidrotermal. Dados químicos indicam que a biotita hidrotermal é uma variedade magnesianas, com $0,65 \leq \text{mg\#} \leq 0,68$, $2,4 \leq \text{IVAl} \leq 2,5$ (c.p.f.u.) e $0,2 \leq \text{Ti} \leq 0,5$ (c.p.f.u.) e a magnetita é praticamente pura. A composição do plagioclásio associado e a sua comparação com as composições labradoríticas primárias foram obtidas apenas de forma qualitativa, devido à dificuldade em se localizar pontos analíticos em áreas limpas de cristais representativos da alteração. Assim, mapas composicionais de cristais de plagioclásio demonstraram a presença de zonas com morfologias variadas mais sódicas, indicando o caráter mais sódico do plagioclásio de alteração, possivelmente no intervalo da andesina.

Na parte oeste do perfil, esta alteração é superimposta por finas venulações constituídas pela assembleia quartzo-clorita-zeólita-carbonatos±feldspato potássico, enquanto que na parte leste, venulações contendo tipicamente quartzo-feldspato potássico-argilominerais-clorita, sem zeólita ou carbonatos são mais típicas. Os carbonatos presentes são predominantemente calcíticos, de acordo com determinações semiquantitativas por espectrometria de dispersão de energia. Determinações quantitativas demonstram que a zeólita corresponde a uma variedade cálcica rara, com $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ em torno de 0.81 a 0.92, provavelmente uma yugawaralita.

Em cotas superiores (aproximadamente entre 3000 a 3300 m), sobreposta à referida biotitização, ocorre no lado centro oeste a assembleia argilominerais-sericita-carbonatos-clorita, aparecendo inicialmente com um estilo fissural (amostras A-1, B1, B-2, C-3 e C-2), o qual progride para um estilo mais tipicamente pervasivo nas amostras representativas de cotas mais elevadas (amostras C-1 e D-2). Nesta assembleia, os carbonatos são calcíticos, a sericita corresponde a uma variedade com $0,3 \leq \text{mg\#} \leq 0,5$ e a clorita é uma ripidolita magnesianas, com valores $0,7 \leq \text{mg\#} \leq 0,8$. Dados de difratometria de raios X indicam que os argilominerais correspondem, de fato, a uma mistura que contém smectita, mica, caolinita e clorita.

No lado leste do perfil, furos E e F, nota-se que os volumes de quartzo e anidrita aumentam na matriz das variedades andesíticas precursoras. Adicionalmente, esta área é caracterizada pelo desenvolvimento mais intenso de veios de quartzo-feldspato potássico-argilominerais, os quais definem a superposição de um estilo fissural de alteração. Como no exemplo anterior, esta alteração, inicialmente fissural, assume um caráter de tipo seletivamente pervasivo (amostra F-2) e deste para um estilo tipicamente pervasivo em níveis mais rasos (amostra F-1).

Finalmente, na zona lateral leste do perfil, uma assembleia caracterizada por epidoto-carbonatos-clorita com estilo seletivamente pervasivo afeta principalmente o

plagioclásio original da rocha andesítica, bem como o plagioclásio mais sódico da assembleia biotita-plagioclásio-magnetita, mais antiga. Neste último caso, grande parte da biotita foi transformada em clorita, observando-se em todas as zonas de alteração resquícios de biotita formada na etapa anterior denominada biotitização.

Perfil 2

Localiza-se na porção centro-norte da cava com direção noroeste-sudeste. Foi elaborado a partir de 3 furos de sondagem (H-J). As rochas presentes correspondem a variedades de andesito basáltico, microbrecha e *leuco quartzo dioritos-tonalitos* - pórfiro II (furo H), quartzo latito pórfiro (furo I) e microgranodiorito pórfiro (parte do furo J) (Figura 5.2, Anexo 5) e a alteração mais típica observada é a SCC, caracterizada pela combinação clorita-carbonatos-quartzo-sericita.

No caso do andesito basáltico localizado nas partes superiores do furo H, cota 3.171,14 m, a alteração SCC está sobreposta a biotitização, sendo ainda encontrados resquícios desta alteração. Já em cotas superiores, 3.274,14 m, uma alteração potássica (feldspato potássico-sericita-quartzo) de estilo pervasivo é a mais típica. A microbrecha e o microtonalito pórfiro localizados nas cotas 3.115,84 m e 2.945,14 m, respectivamente, apresentam alteração tipo SCC como no andesito basáltico. Da mesma forma, a alteração SCC, em estilo seletivamente pervasivo, é a alteração mais típica que afeta o quartzo latito pórfiro localizado na parte central do perfil (furo I).

Na zona leste do perfil, ocorrem microgranodioritos pórfiros. A amostra J-3 (cota 2.907,32 m) corresponde a rocha menos alterada encontrada, com indícios relativamente leves do processo de sericitização. Nas cotas 3.110,82 m e 2.883,32 m, amostras J-2 e J-4, respectivamente, as amostras examinadas apresentam alteração para SCC, a qual é sobreposta pela sericitização, observando-se ainda alguns resquícios de biotitização, preservados em alguns agregados irregulares de biotita hidrotermal. Neste último caso, uma vez que não se observou em nenhum caso alteração por biotitização em rochas outras que não variedades andesíticas, não é descartada a hipótese de que a rocha precursora seja, na realidade, uma variedade de andesito basáltico e não o microgranodiorito pórfiro propriamente dito.

Perfil 3

Este perfil localiza-se na região sul da cava, com orientação leste-oeste (Figuras 5.3, Anexo 5). Foi elaborado a partir de 13 furos de sondagem (K-W), os quais amostram tanto os corpos intrusivos rasos, quanto as rochas encaixantes.

Neste perfil foram caracterizados os seguintes litotipos: riólito, andesito basáltico, *monzogranito-quartzo monzonito pórfiro*, denominado pórfiro-I, *leuco quartzo dioritos-tonalito* denominado pórfiro II, microgranodiorito pórfiro, microtonalito pórfiro, quartzo latito e traquito pórfiros. Na maioria dos casos estas rochas encontram-se alteradas em estilo pervasivo, o que em parte dificulta o seu reconhecimento e classificação mais precisos.

O riólito ocorre no lado oeste do perfil, nas partes superiores dos furos de sondagem K, L, M, N, O e Q, e encontra-se sempre fortemente alterado por sericitização, desenvolvendo a combinação sericita-quartzo-pirita. No furo de sondagem L, abaixo da cota 3.299 m, observa-se um incremento na quantidade de argilominerais nesta assembleia. Dados químicos indicam que a sericita típica desta alteração corresponde a uma variedade com $0,5 \leq \text{mg\#} \leq 0,8$ e é mais magnésiana quando comparada às sericitas presentes nas alterações do andesito basáltico, pórfiro II e microgranodiorito pórfiro.

Variedades de andesito basáltico ocorrem nas partes mais profundas dos furos M, N e R e, no lado leste do perfil, ao longo de praticamente todo o furo V. A amostra M-5, localizada a uma profundidade de 2.841,47m, é a única com alteração cálcico-sódica (actinolita-plagioclásio-magnetita) em estilo pervasivo. Nesta assembleia, o anfibólio corresponde predominantemente à actinolita, com $0,73 \leq \text{mg\#} \leq 0,87$ e $7,3 \leq \text{Si} \leq 7,6$ (c.p.f.u.), com abundâncias relativamente baixas de Mn e Ti entre 0,05 e 0,22 e entre 0,01 e 0,03 c.p.f.u., respectivamente. Algumas análises apresentam conteúdos de Si algo mais elevados, mais típicos de uma magnésio-hornblenda. O plagioclásio corresponde a um oligoclásio e a magnetita se caracteriza por apresentar conteúdo algo mais elevado de Ti quando comparada à magnetita presente nos outros tipos de alteração, particularmente a biotitização.

Em cotas superiores (3.096,47 m), observa-se forte incremento de quartzo microgranular na matriz da rocha, acompanhado da argilização mais intensa do plagioclásio. Já na zona mais profunda do furo N (amostra N-3) a rocha mostra a assembleia biotita-plagioclásio-magnetita±clorita, definida como alteração por biotitização com clorita, caracterizada pela presença de biotita tipicamente verde, algo menos magnésiana que a biotita associada à biotitização descrita no perfil 1, com $0,61 \leq \text{mg\#} \leq 0,66$ e $2,42 \leq \text{IVAl} \leq 2,74$ c.p.f.u. e $0,21 \leq \text{Ti} \leq 0,31$ c.p.f.u., porém com valores algo mais elevados para IVAl quando comparadas às composições obtidas para as alterações biotitização e biotitização com anidrita. A clorita apresenta composições de pynoclorita e ridipolita, com valores mg# entre 0,7 e 0,8; valores que se encontram no mesmo intervalo de variação dos valores observados para a clorita que aparece na alteração SCC.

No lado leste do perfil observa-se sobreposição de forte saussuritização (epidoto-carbonatos-clorita) do plagioclásio, processo que muitas vezes evolui para a matriz da rocha, resultando no aspecto manchado da mesma; esta saussuritização está sobreposta à alteração que originou a associação biotita-plagioclásio-magnetita±clorita, sendo portanto posterior. O epidoto corresponde à série clinozoizita-epidoto, com $2,3 < \text{Al/FeIII} < 2,5$ (cf. Tabelas ou diagrama 6.7 cap. VI), com quantidades relativamente baixas de Mn e Sr, entre 0,007 e 0,022 e entre 0,003 a 0,005 c.p.f.u., respectivamente. A clorita é uma pynoclrita com mg# entre 0,63 e 0,64, valores que são em média inferiores aos observados para clorita da alteração SCC do perfil 1, bem como inferiores aos da clorita associada à biotitização com clorita.

O pórfiro I ocorre nas partes profundas do furo de sondagem P (amostras P-3 e P-4 com cotas 2.758,07 e 2.746,07 m, respectivamente), Q (amostra Q-2, cota 2.969,83 m), R (amostras R-1 cota, 3.189,89 m e R-2 cota, 2.739,29 m) e S (amostra S-1, cota 3.151,32 m). A associação de alteração composta por sericita-carbonatos±clorita é observada nas amostras P-3 e P-4, enquanto que, nas amostras Q-2, R-1 e S-1, a alteração SCC (argilominerais-carbonatos-clorita) sobrepõe-se a uma alteração potássica prévia, representada por veios quartzo-feldspato potássico e, em parte, pelo desenvolvimento destes minerais na matriz da rocha. Dados químicos dos feldspatos potássicos dos veios indicam composições relativamente ricas na molécula de ortoclásio.

Neste perfil, o quartzo latito pórfiro ocorre numa única amostra (R-2, cota 2.739,29 m) no furo de sondagem R e apresenta-se com alteração relativamente branda e mais tipicamente propilitica, marcada pela assembleia clorita-epidoto-carbonatos±argilominerais.

O pórfiro II é a rocha mais abundante deste perfil ocorre nos furos O (amostras O-2, cota 3.063,28 m e O-3, cota 2.800,28 m), P (amostras P-1, cota 3.088,07 m e P-2, cota 2.980,07 m), Q (amostra Q-3, cota 2.685,53), S (amostra S-2, cota 2.898,32 m), T-1 (amostra 3.232,92) e U (amostras U-1, U-2 e U-3 com cotas 3.286,76, 3.092,76 e 2.943,76 m, respectivamente).

Em geral esta rocha está afetada por mais de um tipo de alteração. Alteração SCC (sericita-quartzo-clorita-carbonatos±argilominerais) é encontrada nas amostras O-2, O-3, S-2, T-1, U-1 e U-2 (cf. Tabela 5.3 Anexo 5). A mica branca apresenta $0,25 \leq \text{mg\#} \leq 0,38$ e é ligeiramente mais magnésiana quando comparada com presente na alteração sericitização sobre o riólito. Veios de quartzo-feldspato potássico (alteração potássica) foram observados nas amostras O-3, Q-3 e U-3; dados químicos do feldspato potássico indicam duas variedades, uma mais rica na molécula de Or, outra já com quantidades mais significativas de Ab. Em algumas amostras estes veios também estão acompanhados de plagioclásio de

composição entre albita e oligoclásio, mais sódicos que o plagioclásio primário da rocha, tipicamente uma andesina. Alteração propilítica incipiente (carbonatos-clorita-epidoto) afeta algumas das amostras examinadas (O-3, P-2 e Q-3, S2 e T-1). Nestas, a clorita corresponde a uma ripidolita com $mg\#$ em torno de 0,7, similar à clorita observada na alteração SCC do andesito basáltico. Nas amostras U-1 e U-2, observa-se a superimposição de sericitização sobre a alteração SCC.

O microgranodiorito pórfiro ocorre afetado por veios de feldspato potássico-quartzo enquanto que parte da matriz ocorre incipiente alteração de tipo propilítica (clorita-carbonatos-epidoto±muscovita) (amostras S-3, T-2 e T3). Neste último caso, a clorita, ripidolita, apresenta número $mg\#$ similar aos da clorita associada à alteração SCC no andesito basáltico, mas maior às cloritas associadas com a alteração propilítica desta mesma rocha. O epidoto corresponde a uma variedade com valores $3,0 < Al/Fe^{III} < 4,2$ (cf. Tabelas ou diagramas 6,7 cap. VI) e Mn de 0.024 e 0.037 e Sr 0.001 a 0.015 valores maiores quando comparados com os do epidoto da alteração propilítica do andesito basáltico. As micas brancas apresentam $0,18 \leq mg\# \leq 0,36$, valores menores aos observados no caso das alterações de sericitização e SCC no riólito e no andesito basáltico respectivamente. O plagioclásio de alteração apresenta composições no intervalo do oligoclásio, enquanto plagioclásio tipicamente primário é uma andesina.

Alteração SCC com estilo pervasivo a semipervasivo respectivamente foi observada nas amostras J-2 e J-4 (caracterizadas como microgranodiorito pórfiro por inferência da amostra J-3), mas devido à presença de resquícios de biotita, como no caso do perfil anterior, estas amostras poderiam originalmente corresponder a uma variedade de andesito basáltico. Sericitização foi observada nas amostras J1, J-3 e J-4 com estilos pervasivo, fissural e fissural a seletivamente pervasivo respectivamente.

Microtonalito pórfiro (amostra R-2) apresenta veios de feldspato potássico-quartzo e uma associação de argilominerais-clorita-carbonatos-epidoto.

9.2 Características litogeoquímicas: rochas “precursoras” e alteradas

Apesar das limitações de amostragem de rochas não alteradas na cava Cuajone, algumas amostras entre as variedades amostradas podem ser, em princípio consideradas pouco alteradas e, portanto, uma boa estimativa das rochas potencialmente precursoras dos processos de alteração hidrotermal. Assim, considerando-se a composição de uma amostra (Ref) cedida para este trabalho e amostras de andesito basáltico, riólito, monzogranito-quartzo monzonito pórfiro (pórfiro I), leuco quartzo-tonalitos pórfiro (pórfiro II),

microgranodiorito pórfiro, microtonalito pórfiro e quartzo latito pórfiro menos alteradas, foi possível pelo menos estimar as assinaturas gerais das rochas extrusivas encaixantes, bem como das intrusivas sub-vulcânicas, associadas ao processo de mineralização.

Assim, do ponto de vista químico, as rochas precursoras estudadas classificam-se como subalcálicas (subalcalinas) e cálcicas, das séries cálcio-alcálicas de K moderado a baixo, magnesianas a levemente ferroanas (e.g., Irvine e Baragar, 1971; Peccerillo e Tylor, 1976; Le Maitre *et al.*, 1989; Frost *et al.*, 2001;). Merece ser destacado que, diferentemente das associações cálcio-alcálicas mais típicas, as rochas mais máficas de Cuajone (andesito basáltico e traqui-andesito) apresentam um certo enriquecimento relativo em Fe. Estas assinaturas, bem como as assinaturas registradas pelos elementos traços (particularmente, teores baixos em Nb e Ta) e padrões de elementos terras raras, são típicas do magmatismo intermediário a ácido que caracteriza as margens continentais ativas andinas Fanerozóicas em geral e da região peruana em particular (Wilson, 1989, Pitcher *et al.*, 1985). É interessante notar também que mesmo diversas amostras, entre as não fortemente alteradas, ainda preservam nas suas composições químicas algumas destas assinaturas originais.

9.3 Geoquímica dos processos de alteração: ganhos e perdas elementais

A comparação das composições químicas entre amostras “precursoras” e alteradas foi analisada qualitativamente em detalhe para quatro casos, envolvendo as alterações SCC (argilominerais-sericita-carbonatos-clorita), potássica (feldspato potássico-sericita-quartzo) do andesito basáltico; sericitização (sericita-quartzo-pirita) do riólito e SCC (quartzo-sericita-carbonato-clorita) na variedade pórfiro II. Um *exercício* quantitativo para avaliar as proporções de transferência de massa entre rocha precursora e produtos de alteração foi realizado a partir da premissa de que alguns elementos traços, particularmente terras raras pesados e, em um caso, Zr, *possam* ter tido comportamento conservativo ou quase conservativo. Entretanto, devido à amostragem relativamente reduzida e aos problemas com estas premissas, *os resultados obtidos devem ser considerados com cautela*.

Em todos os casos, destacam-se os acréscimos relativos em massa nas rochas alteradas de K, Rb, Cu, S e LOI e decréscimos de Ca e Na. Especificamente na alteração SCC do andesito basáltico, os elementos mais incrementados foram Cu, Mo, Zn, S, Mg, Mn e total de voláteis (expresso pela perda ao fogo, LOI), enquanto que Na e Fe foram os que mais diminuíram; estimativas de transferência de massa sugerem que o produto de alteração ganhou 12 % em massa, em relação ao andesito basáltico precursor. No caso da

alteração potássica deste mesmo precursor, os maiores acréscimos foram observados para Cu, Mo, S, K e Si, enquanto Ca, Mn, Mg, Fe e Ti diminuíram mais significativamente, estimando-se uma perda de 31 % de massa relativa.

O processo de sericitização do riólito progenitor ocasionou enriquecimento relativo mais significativo em Cu, V, Fe, Ti, Al, S, Mn e K e empobrecimento em Na, Ca, Mg, Zn e Mo, associados a um ganho de relativo de massa de *ca.* 30%. Já no caso da alteração SCC sobre o pórfiro II, ficaram definidos ganhos mais singificativos dos elementos Cu, Mo, Zn, S, K, Fe e dos total de voláteis e perdas mais acentuadas de Na, Ca, Pb e Mg, com uma transferência de massa da ordem de *ca.* 20%.

9.4 Enriquecimentos relativos de Cu nos processos de alteração

O comportamento do Cu, o principal bem mineral da Mina Cuajone, é sintetizado na figura 9.1, a qual representa, comparativamente, os ganhos de Cu através da relação $C_{(Cu)Alt}/C_{(Cu)Pre}$ nas rochas alteradas hidrotermalmente em relação as rochas assumidas como precursoras, examinadas neste trabalho.

Este diagrama mostra que o enriquecimento em Cu nas diferentes rochas alteradas varia em até três ordens de grandeza em relação às rochas potencialmente precursoras. Os maiores fatores de enriquecimentos estão tipicamente associados à alteração potássica, seguida pelas alterações SCC e biotitização, do andesito basáltico, enquanto que os mais baixos foram observados nas alterações por sericitização do riólito e SCC do pórfiro II. Assim, a parte mais significativa da mineralização de Cu em Cuajone está diretamente associada às alterações hidrotermais sobre as variedades andesíticas encaixantes, particularmente as alterações potássica, SCC e biotitização.

Figura 9.1. Diagrama mostrando variações de enriquecimento de Cu em relação às precursoras para os diferentes tipos de alteração da mesma rocha precursora. Amostras H-1: potássica; C-2 e B-2: SCC; E-3: biotitização com anidrita e quartzo; M-4: silicificação-SCC; N-15, W-2 e G-1: propilitica; D-6: potássica-propilitica;

O-1: sericitização; L-3: sericitização com argilominerais; I-3: SCC; T-2: potássica-propilítica; J-2: SCC; J-3: sericitização; O-2: SCC; T-1: SCC-propilítica; P-4: SCC e S-1: SCC-potássica.

9.5 Parâmetros físico-químicos do fluido mineralizante

As condições físico-químicas deduzidas para os fluidos mineralizantes são discutidas com um pouco mais de detalhe a seguir. Os dados e interpretações são sintetizados por facilidade na Tabela 9.1.

9.5.1 Quartzo matricial do Monzogranito-Quartzo monzonito pórfiros (Pórfiro I)

Os cristais de quartzo estudados nestas rochas parecem evidenciar uma sobreposição de eventos de alteração. Assim, foram observados indícios de fluidos exsolvidos diretamente do magma em temperaturas relativamente elevadas, seguidas por um processo de imiscibilidade à 600°C, sugerido pela presença de inclusões de tipo 3 e do tipo 2/4 coexistentes com $TH_{(L-V)}$ ao redor de 600°C. Um processo mais tardio de imiscibilidade em torno de 400°C foi originado pela diminuição da temperatura do fluido rico em vapor resultante do processo anterior, que ao atingir o *solvus* do sistema menos salino originou as inclusões ricas em líquido e pouco salinas (tipo 1) e as ricas em vapor (tipo 2/4).

As inclusões do tipo 3 que não são originadas pelo primeiro processo de separação de fluidos, devem resultar diretamente da exsolução do magma devido às variações na pressão, temperatura e composição do *liquidus*, que acompanham a cristalização magmática em sistemas de tipo Cu pórfiro. Os dados obtidos mostram que as suas temperaturas de aprisionamento são superiores a 425°C e, portanto, o fluido salino necessariamente exsolveu do magma em temperaturas ainda maiores.

Sugere-se que o intervalo de temperaturas entre valores algo menores que 600°C a até 400°C, aproximadamente, deva estar associado à alteração potássica que já estava afetando parte da rocha precursora. Etapas posteriores, com intervenção de fluidos externos, são registradas nas inclusões de tipos 1 e 3 de baixas temperaturas, sendo responsáveis pelas alterações superimpostas mais tardias.

Considerando que as inclusões foram aprisionadas a partir de um fluido imiscível a 600°C, foi obtida uma pressão aproximada de 420 bar, indicando que o sistema estudado encontra-se em níveis crustais pouco profundos, muito semelhante aos resultados obtidos

por Acosta (2007) para o Cu pórfiro Lara, Ayacucho - Perú, que resultaram em estimativas de 430 bar para a alteração potássica em situação geológica bem similar.

9.5.2 Quartzo de veios do Pórfiro I

Também no caso do veio quartzo-feldspato potássico examinado no pórfiro I, as inclusões parecem registrar eventos sobrepostos. De fato, inclusões de tipos 2/4 com V_{vapor} ao redor de 50%, temperaturas de homogeneização elevadas (ao redor de 560° C) e contendo opacos triangulares (calcopirita) de saturação parecem ter sido exsolvidas diretamente do líquido magmático, constituindo um fluido reliquiar nos cristais do veio. As verdadeiras temperaturas de aprisionamento, na realidade são superiores a esse valor, que apenas representaria um valor mínimo no caso da formação de inclusões a partir de um fluido homogêneo.

Por sua vez, as inclusões de tipo 1 coexistentes, nas mesmas regiões de cada cristal de quartzo, com as de tipo 2/4 que possuem volumes da fase vapor superiores às anteriores (~ 70 a 95%), e não contêm opacos triangulares de saturação, indicam um processo de imiscibilidade, também sugerido pelo diagrama $Th_{(L-V)}$ vs V_{vapor} , em temperaturas próximas à 400°C. Isócoras calculadas considerando um intervalo de temperaturas ao redor de 400°C, e representadas em diagramas P-T, forneceram um intervalo de pressões entre 300 e 600 bar.

Merece ser salientado que Clark et al. (1990) obtiveram pressões da ordem de 140 bar para a zona do principal estágio de mineralização de Cu em Cuajone. No entanto, os dados ora apresentados são referentes aos veios quartzo-feldspato potássico que são equivalentes a uma alteração potássica no pórfiro, os quais encontram-se situados em zonas mais profundas em relação às zonas superiores, tipicamente de sulfetos secundários, consideradas pelos autores mencionados.

As inclusões de tipo 3 são semelhantes às discutidas para o quartzo presente na matriz do Pórfiro I e devem representar um fluido salino exsolvido diretamente do magma, devido a mudanças nas condições termodinâmicas. Esse fluido, presente durante a formação dos veios, foi aprisionado pelos cristais de quartzo nessa etapa.

Eventos posteriores sobrepostos são representados por inclusões fluidas do tipo 1 de temperaturas mais baixas de homogeneização e salinidades que, por vezes, sugerem mistura entre os fluidos primários e fluidos externos pouco salinos.

9.5.3 Biotitização no andesito basáltico

No caso da associação biotita-plagioclásio-magnetita no andesito, a pequena variação volumétrica da fase vapor das inclusões de tipo 1 indica que as inclusões foram aprisionadas acima da curva *solvus* do sistema. As baixas salinidades e temperaturas de homogeneização sugerem que os fluidos desses estágios iniciais devem ter sofrido um resfriamento significativo antes de causar essa alteração pervasiva. Isso pode indicar sua origem a partir de uma câmara magmática relativamente profunda, e razões fluido/rocha relativamente baixas ao ascender à superfície.

A ausência de falhas, fraturas, diques ou de outras feições estruturais que poderiam canalizar esses fluidos mantendo-os em temperatura elevada, sugere que a dispersão dos mesmos ocorreu em amplas áreas resultando em fluxo relativamente baixo de fluidos e uma grande perda de calor (e.g., Bouzari e Clark, 2006). Estes autores obtiveram em feldspatos inclusões fluidas de baixas salinidades e temperaturas entre 251° e 381°C, na jazida de Cu pórfiro de Cerro Colorado - Chile para um processo semelhante de biotitização e, com base nesses dados, sugerem que a alteração potássica de baixas temperaturas poderia ser relacionada ao primeiro estágio do desenvolvimento de sistemas geotermiais. Considerando que alteração similar de biotita pervasiva tem sido documentada em campos geotermiais com temperaturas que não excedem os 350°C, os autores sugerem um ambiente geotermal para Cerro Colorado.

Por outro lado, Tittley (1994) argumenta que, nas etapas de resfriamento de um pórfiro, a sucessão de assembleias de alteração pode evidenciar estabilidades minerais termalmente retrógradas, devido a alternâncias de reações exotérmicas e endotérmicas no magma, enquanto que nas rochas originalmente frias, são esperados efeitos prógradados e retrógradados. Desse modo, a formação da biotita, constituinte da alteração inicial, seria efeito provável de condições prógradadas durante os estágios iniciais de colocação do plúton, e constituiria uma alteração potássica convencional.

Segundo Tittley (1982) a alteração biotítica pervasiva pré-data a mineralização, sendo um dos primeiros eventos de alteração em um grande número de depósitos deste tipo, a despeito das temperaturas relativamente baixas que têm sido registradas para esse processo. Por exemplo, temperaturas entre 350° e 410°C para a formação de biotita decorrente da alteração potássica foram obtidas nos depósitos de Cu pórfiro de Santa Rita, no Novo México, bem como no de Ray e Safford, Arizona, por Beane (1974).

Os dados obtidos para as inclusões primárias do tipo 1 em plagioclásios de Cuajone (salinidades ao redor de 4% em peso de NaCl equivalente e temperaturas entre 310 e 370°C) aproximam-se bastante dos determinados por Bouzari e Clark (2006).

Com base nos dados obtidos para as inclusões do tipo 1 na assembleia de alteração biotita-plagioclásio-magnetita do andesito basáltico encaixante da Mina Cuajone (salinidades ao redor de 4% em peso de NaCl equivalente e temperaturas entre 310°C e 370°C), pode-se sugerir um ambiente geotermal semelhante ao descrito para Cerro Colorado por Bouzari e Clark (2006), tratando-se de uma alteração potássica inicial como por discutido por Tittley (1982, 1994), porém bem diferente da normalmente conhecida para os depósitos de Cu pórfiro, que está associada em geral com temperaturas e salinidades mais elevadas. A formação de biotita em Cuajone indica, para uma temperatura de referência de 350° C valores $6,1 \leq \log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}}) \leq 6,2$ e $4,4 \leq \log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}}) \leq 4,7$. Nos casos em que esta associação se encontra associada com clorita ou com anidrita, estes valores são em geral similares, mas com valores para $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HF}})$ que alcançam ca. 7,6 e um valor de $\log (f_{\text{H}_2\text{O}}/f_{\text{HCl}})$ que alcança 5.

Como no caso anteriormente discutido, as inclusões com salinidades mais baixas podem indicar a incorporação de águas meteóricas nesse estágio de alteração.

9.5.4 Alteração SCC no andesito basáltico

As inclusões de tipo 1, com salinidades baixas a intermediárias, podem ter sido originadas a partir de um fluido supercrítico com propriedades semelhantes a vapor (situado do lado de menor densidade do diagrama *solvus*). Esse fluido pode ter sido exsolvido diretamente de magmas que formaram uma nova intrusão. De fato, e como já discutido em capítulos anteriores, as intrusões relacionadas aos depósitos de Cu pórfiro são tipicamente polifásicas (e.g., Sillitoe, 2010, 2000).

Esse fluido com salinidades baixas a intermediárias (até 20%) em pressões relativamente elevadas poderia ter sofrido condensação, formando gotas de líquido com salinidades levemente superiores e uma fase vapor com menor salinidade. (Sillitoe 2010, Heinrich 2005, 2007, Heinrich *et al.* 2004, entre outros). Se resfriado ao longo de um caminho P-T acima da curva crítica, como por exemplo, em pressões constantes, esse vapor não cruza o *solvus* do sistema e sofre contração, ou seja, ele evolui de um vapor de baixa densidade para um líquido aquoso sem nenhuma mudança de salinidade, cada vez com maior proporção da fase líquida e, portanto com densidades progressivamente

crescentes. Estes fenômenos são ilustrados esquematicamente no diagrama extraído de Heinrich (2005) e apresentado na Figura 9.2 abaixo e detalhados na respectiva legenda.

Figura 9.2: Diagrama de estabilidade de fase para o sistema NaCl-H₂O no espaço pressão-temperatura-salinidade, com uma representação em perspectiva da superfície de imiscibilidade de duas fases (vapor coexistindo com líquido: grade de isoplefas e isotermas pretas) e o limite da superfície de saturação da halita a baixas pressões (azul: Driesner 2001; Driesner & Heinrich, 2002). A curva crítica (linha grossa vermelha na crista da superfície de duas fases) oscila de altas salinidades a altas pressões e temperaturas (~25 % em peso de NaCl eq. na parte de trás limitando a superfície do desenho) atravessando para baixas salinidades e baixas pressões. As densidades dos fluidos aproximadas (gcm⁻³) ao longo da superfície de duas fases são indicadas por números pequenos em itálico. Qualquer fluido de alta temperatura do tipo vapor de salinidade baixa a média, originado ligeiramente acima da superfície de duas fases, ou coexistindo com líquido hipersalino ao longo dessa superfície, pode ser resfriado e contraído para um líquido aquoso sem mudança de fase heterogêneas, se a pressão acima da superfície de duas fases permanecer abaixo de ~450 °C, como indicado pelas setas verdes para dois caminhos P-T limitantes e pela área verde na projeção de P-T para o lado direito do diagrama. Para profundidades típicas de transição pórfiro para epitermal (1-3 km) essa contração de vapor requer que o fluido de salinidade baixa a intermediária resfrie-se ao menos inicialmente em condições de pressão próxima à litostática (Heinrich *et al.*, 2004), ao longo de caminhos de P-T que são muito semelhantes aos requeridos para a transferência direta de um fluido magmático monofásico para um líquido aquoso (pontos verdes, Hedenquist *et al.*, 1998). Fonte: Heinrich (2005).

As inclusões de tipo 3 devem representar esse líquido de maior salinidade, previamente separado no processo de condensação. No entanto se os fluidos resultantes ainda não foram aprisionados como inclusões, também pode haver misturas entre eles, causando variações nas salinidades das inclusões ricas em líquido formadas.

No diagrama $T_{(L-V)}$ vs V_{vapor} e, principalmente no que relaciona a $T_{(L-V)}$ com a salinidade, são observadas temperaturas de homogeneização semelhantes para as inclusões dos tipos 1 e 3, ao redor de 370°C, já sugerindo a existência desse processo de

contração que deu origem ao fluido pouco salino a partir de uma etapa previa de condensação que formou o fluido salino. Nessa etapa já podem ter sido aprisionadas inclusões dos tipos 1 e 3.

Com o desenvolvimento do processo, os fluidos de salinidades contrastantes, formados por contração e condensação, ainda não aprisionados podem se misturar em diversas proporções, causando variação desse parâmetro nas inclusões do tipo 1. Essas misturas são representadas pelas inclusões de tipo 1 de salinidades variáveis, e as de tipo 3 que homogeneizam de 300 a 350°C. À medida que a temperatura decresce até aproximadamente 200°C, aumenta a proporção do fluido salino na mistura, o que explicaria a existência de inclusões do tipo 1 com salinidades intermediárias aprisionadas concomitantemente às de tipo 3. Dados de geotermometria de cloritas associadas a este tipo de alteração mostram intervalos de temperatura de 291 a 362 °C, similares aos intervalos de temperaturas de homogeneização (300°C a 380°C aproximadamente) para este tipo de alteração.

O diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade mostra uma grande concentração de pontos entre 300 e 350°C, com amplas variações nas salinidades, parecendo realmente definir uma tendência de misturas dos fluidos que originaram as inclusões de tipos 1 e 3 nessas temperaturas. Shepherd *et al.* (1985) e Wilkinson (2001) discutem as tendências de misturas isotérmicas com grandes variações nas salinidades, semelhantes ao observado no diagrama pela tendência 1 (*cf.* Figura 8.28).

As variações nas densidades da fase aquosa dos fluidos que estão sendo aprisionados explicariam as diferenças observadas nas proporções volumétricas da fase vapor.

As inclusões de tipo 1 com salinidades extremamente baixas (ao redor de 1% em peso de NaCl eq.) e com altas temperaturas de homogeneização, poderiam ainda representar misturas com fluidos menos salinos, porem mais quentes. Desse modo, não pode ser descartada uma etapa de misturas com fluxo de fluidos externos que, devido à convecção, atingiram maiores profundidades e foram aquecidos.

Os dados e observações acima sugerem, portanto, inclusões originadas a partir de processos de condensação e contração de fluidos originados diretamente do magma, que sofreram misturas em proporções variáveis. No entanto, não se pode também descartar uma hipótese envolvendo misturas com fluidos externos, que teriam suas temperaturas incrementadas por convecção em maior profundidade, o que pode estar representado pelas inclusões com salinidades extremamente baixas observadas nos diagramas.

9.5.5 Alteração por sericitização em riólito

As inclusões predominantes nesta assembleia são de tipo I. Essa característica mostra que, de modo geral, um fluido menos salino estava presente durante essa etapa de alteração na sericitização.

No diagrama $Th_{(L-V)}$ vs Salinidade para o processo de sericitização, os valores mostram um maior espalhamento em relação aos apresentados pela assembleia SCC. Assim, dois intervalos de temperatura, relativamente estreitos, ficam bem marcados no diagrama, para inclusões com salinidades variáveis. O primeiro, em temperaturas superiores (próximas a 350°C) é semelhante ao observado no caso da SCC, enquanto o segundo (200° a 300°C) parece ser mais característico da sericitização. Esses dados sugerem fortemente a existência de uma sobreposição de processos, onde o primeiro intervalo de temperaturas representam inclusões reliquias. As inclusões com temperaturas inferiores e salinidades chegando a valores bastante baixos, embora variáveis, indicam um processo bastante pronunciado de mistura de fluidos, característico da sericitização. Os resultados obtidos para o parâmetro IV(F) da sericita desta alteração variam num intervalo de 1,4 a 2,3 e são semelhantes aos valores obtidos para o Cu pórfiro de Santa Rita (Novo Mexico, USA), que se situam entre 1,5 e 2,0 (Munoz, 1984).

9.5.6 Veio de quartzo-feldspato potássico-argilominerais no andesito basáltico

Os diagramas e as discussões anteriores mostram a existência de dois tipos bem distintos de inclusões fluidas nos cristais de quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico do andesito basáltico encaixante do complexo intrusivo.

Observou-se que as inclusões do tipo 3 foram aprisionadas em temperaturas muito superiores às do tipo 1, a partir de uma solução aquosa saturada ou subsaturada, como discutido anteriormente, que desenvolveu os cristais de halita com o resfriamento antes do aparecimento da fase vapor. Desse modo os resultados sugerem que as inclusões do tipo 3 foram formadas a partir de um fluido salino homogêneo exsolvido diretamente do magma, ou resultante da condensação de um fluido original com características de vapor, em temperaturas superiores as Th_{total} de 600°C, que, na ausência de *boiling*, representam as condições mínimas de aprisionamento. Representam, portanto, resquícios de fluidos mais antigos, de modo semelhante às observadas no quartzo da matriz do Pórfiro 1.

As inclusões do tipo 1 com temperaturas de homogeneização mais baixas, principalmente entre 300 e 360°C, e baixas salinidades, poderiam representar um evento de

alteração potássica, produto do resfriamento retrógrado (Titley 1993, 1982) pela influência da rocha encaixante que é mais fria. Essas temperaturas relativamente baixas, quando comparadas às de alteração potássica dos veios do intrusivo (ver Pórfiro 1), poderiam ser consequência do fato de ocorrerem no andesito basáltico encaixante que é mais afastado da rocha intrusiva. Deve ainda ser ressaltado que os veios não são sinuosos, apresentando bordas mais retas que são características de ambientes rúpteis mais frios, reforçando essa hipótese.

Bodnar (1995) discute a relação entre a salinidade do fluido aquoso que se separa de um magma que está cristalizando e o progresso da cristalização e mostra que esse parâmetro pode crescer ou decrescer durante esse processo dependendo das variações de pressão (Figura 9.3). As salinidades relativamente baixas obtidas para as inclusões do tipo 1 poderiam ser decorrentes da etapa de cristalização em que se encontra o magma que está gerando o corpo de pórfiro. Sua origem poderia estar relacionada a um processo de contração do fluido original com características de vapor. O diagrama mostra que, independentemente da pressão, existe uma região, nas etapas próximas às finais de cristalização, onde as salinidades do fluido praticamente se igualam, e são relativamente baixas.

Figura 9.3: Diagrama mostrando a variação da salinidade dos fluidos aquosos separados da cristalização de um magma de composição intermediária com o progresso da cristalização para um sistema sob pressões moderada e baixa. Fonte: Bodnar (1995).

Embora tenham sido obtidos poucos dados de temperaturas inferiores a 300°C, estas poderiam representar os primeiros indícios de alteração propilítica decorrente de um evento posterior.

9.5.7 Quartzo matricial do Leuco quartzo dioritos-tonalitos pórfiros (Pórfiro II)

Os dados referentes às inclusões em distintos cristais de quartzo da matriz do Pórfiro II evidenciam a ocorrência de duas etapas distintas de aprisionamento dos fluidos.

As inclusões de tipo 3 parecem constituir relíquias de um fluido magmático que foi preservado em cristais menos afetados pelas alterações superimpostas. Isso é sugerido pelo fato de ocorrerem em diferentes cristais e pelos diagramas Th(L-V) vs Vvapor, Salinidade vs Vvapor, e Th(L-V) vs Salinidade, onde essas inclusões localizam-se em campos bem distintos das de tipo 1. Adicionalmente, os dados obtidos mostraram que suas temperaturas de homogeneização total são, de modo geral, superiores (360° a > 390°C) em relação às de tipo 1 que atingem um máximo de 378°C, fato que corrobora essa hipótese. Destaca-se também que quase a totalidade das inclusões do tipo 3 estudadas contém mineral opaco de saturação, possível calcopirita.

Os valores de temperaturas das inclusões do tipo 1, de salinidades pouco mais elevadas, situam-se no intervalo representativo de alteração potássica e podem representar ainda resquícios dessa alteração.

As inclusões de tipo 1 menos salinas (até 5% em peso de NaCl eq.) com temperaturas de homogeneização entre 200° e 300°C parecem refletir a influência de fluidos externos que desenvolveram a alteração propilítica posterior à potássica, caracterizada também pelos veios de quartzo-feldspático potássico que cortam o Pórfiro II. Dados geotermométricos para clorita associada à matriz desta rocha (alteração propilítica) indicam temperaturas entre 330° e 348°C.

9.5.8 Quartzo do veio de quartzo-feldspato potássico no pórfiro II

Assumindo-se que o Pórfiro II colocou-se em etapa posterior ao Pórfiro I e em profundidades algo maiores, pode-se considerar que as inclusões do tipo 3 foram formadas por condensação de um fluido com propriedades semelhantes ao vapor, ou seja situado do lado de menor densidade do diagrama *solvus*, como pode ser visto na Figuras 9.1, com salinidades baixas a intermediárias. Segundo Heinrich (2007), esse fluido inicialmente sofre condensação, formando gotas de um líquido hipersalino e uma fase vapor com menor salinidade, quando intercepta a superfície de duas fases do sistema. Esse vapor pode ascender e sofrer resfriamento em pressões ligeiramente menores dentro do campo de estabilidade de uma única fase e, posteriormente, se resfriado a pressão constante, ou em condições P-T que não atingem a curva *solvus*, sofrer contração, formando um líquido

homogêneo de salinidades baixas semelhantes e densidades crescentes (e.g., Sillitoe, 2010; Heinrich, 2005 e 2007; Heinrich *et al.*, 2004). A bolha de vapor seria desenvolvida então quando esse líquido atinge a curva líquido-vapor, no sistema de baixas salinidades.

Os dados representados nos diagramas Salinidade vs V_{vapor} e $T_{h(L-V)}$ vs Salinidade (Figuras 8.52 e 8.53) delimitam campos distintos, sugerindo que o aprisionamento das inclusões de tipos 1 e 3 ocorreram em etapas diferenciadas. Essas observações e as discussões acima permitem sugerir que as inclusões do tipo 1 representam o aprisionamento do líquido de baixa salinidade resultante da contração de um fluido inicial com características de vapor enquanto que as do tipo 3 seriam resultado da condensação inicial desse mesmo fluido. Com o posterior resfriamento, quando essas inclusões cruzaram as respectivas curvas *solvus* dos diferentes sistemas, desenvolveram a fase vapor em temperaturas representadas pelas $T_{h(L-V)}$.

As inclusões de tipo 3 foram aprisionadas em temperaturas superiores às de dissolução do sal (285° a 453°C, principalmente de 400° a 453°C), enquanto que as de tipo 1 apresentaram $T_{h(L-V)}$ principalmente entre 200° e 414°C, com alguns valores ao redor de 480°C, sendo, portanto, maiores as temperaturas reais de aprisionamento. Observou-se ainda que em muitas inclusões de tipo 1 as salinidades são intermediárias (de 10 a 25 % em peso de NaCl eq, aproximadamente) e em outras as salinidades são relativamente baixas (1,4 a 10 % em peso de NaCl eq).

As salinidades intermediárias a elevadas e as temperaturas superiores à 400°-480°C das inclusões de tipos 1 e 3 situam-se dentro dos intervalos relacionados à alteração potássica representada pelos veios de quartzo-feldspato potássico, a qual pode ter ocorrido até 350°C, como discute Heinrich (2007). Os fluidos de temperaturas e salinidades mais baixas, representados por parte das inclusões do tipo 1, como em casos anteriores, poderiam refletir influências de soluções externas mais frias e menos salinas.

Tabela 9.1 Tabela resumo dos resultados do estudo de inclusões fluidas e eventos relacionados com os principais tipos de alterações hidrotermais no pórfiro de Cuajone.

Tipo de Rocha	Mineral	Tipo de alteração	Tipo de inclusão	Temp.. Homogen eização (°C)	Salinidade (% em peso de NaCl eq.)	Eventos
Pórfiro I	Quartzo matriz	feldspato potássico-quartzo; propilítica	1	155 e 555	0,5 a 22,5	<ul style="list-style-type: none"> Relíquias de Fluido exsolvido diretamente do magma em T>600°C (Inclusões de tipos 2/4 de baixa salinidade); Imiscibilidade (condensação) a 600°C – coexistência de inclusões tipo 3 (salinidade ~30 % em peso de NaCl eq) e 2/4(baixa salinidade). (Pressão 420 bar). Variações de P, T → novo fluido salino exsolvido do magma em T>425°C – Inclusões de tipo 3 com salinidades >> 30% em peso de NaCl eq . Já na faixa de T da alteração potássica. Fase vapor não aprisionada no processo de 600°C, com o resfriamento → <i>Boiling</i> ao redor de 400 °C – coexistência de inclusões tipo 1 (pouco salinas) e 2/4. Alteração potássica Temperaturas inferiores 155 a 350°C – inclusões do tipo 1(de baixas salinidades) e 3 eventos posteriores mais tardios
			2	375 e 600	7,5 a 16,5	
			4	375 e 600	0,5 a 9,5	
			3	155 e 600	25,5 a 66,5	
	Quartzo veio	quartzo-feldspato potássico	1	165 a 425	2,6 a 25	<ul style="list-style-type: none"> Relíquias de fluidos exsolvidos do magma inclusões tipo 2 e 4 (Th >~560°C). Inclusões tipo 3 semelhantes às da matriz: relíquias dos fluidos salinos exsolvidos do magma? <i>Boiling</i> a 400 °C - coexistência de inclusões tipo 1 e 2/4 - Alteração potássica (Pressão 300 a 600 bar) Temperaturas 165 a 250°C – inclusões do tipo 1 sobreposição de eventos posteriores (c/salinidades baixas 5 a 15 %).
			2	425 a 457 e, 595	3,4 a 14,6	
			4	580	3 a 7,4	
			3	-----	26,1 a 37	

Tipo de Rocha	Mineral	Tipo de alteração	Tipo de inclusão	Temp.. Homogenização (°C)	Salinidade (% em peso de NaCl eq.)	Eventos
Pórfiro II	Quartzo matriz	Quartzo-biotita-clorita-epidoto±carbonatos	1	240 a 378	1,5 a 8,5	<ul style="list-style-type: none"> Inclusões do tipo 3 e do tipo 1 ocorrem em cristais distintos. Relíquias de fluido magmático: Inclusões tipo 3 (Nas T máximas alcançadas no aquecimento não houve dissolução do sal até 390°C (Tds = 360 a 390°C) → Tht > 390°C. Inclusões 1 com Th(L-V) de aprox. 340 a 400 °C → outra etapa de aprisionamento → fluidos relacionados a resquícios de evento potássico Inclusões tipo 1 ate 5 % em peso de NaCl eq., Th entre 200 e 300 °C poderiam refletir influencia de fluidos externos caracterizando alteração propilitica.
			3	Muito disperso	25,5 a 44,5	
	Quartzo veio	Quartzo-fedspato potássico-±cloritas	1	275 e 295, 335 e 355 395 e 415	0,5 a 12,5	<ul style="list-style-type: none"> Inclusões de tipos 1 e 3 → ocorrem em campos distintos → etapas distintas de aprisionamento. Inclusões do tipo 3 → condensação inicial de um fluido magmático de baixa densidade. Inclusões de tipo 1 → líquido de baixa salinidade → contração do fluido magmático após a condensação. Inclusões do tipo 3 → Tds de 285 a 453°C → Tmax.ap > Tds (>453). inclusões tipo 1 → Th(L-V) = 200 –480 (Tap superiores). Temperaturas > 400/480°C das inclusões tipo 1 e 3 com salinidades intermediarias situam-se dentro dos intervalos da alteração potássica. Temperaturas inferiores e salinidades mais baixas → eventos posteriores → influência de fluidos externos
			3	235 e 295	40 a 50	

Tipo de Rocha	Mineral	Tipo de alteração	Tipo de inclusão	Temp.. Homogenização (°C)	Salinidade (% em peso de NaCl eq.)	Eventos
Andesito basáltico	Plagioclássio	biotita-plagioclássio-magnetita	1	195 a 315	1,5 a 6,5	<ul style="list-style-type: none"> • Origem →fluidos magmáticos; baixas razões fluido/rocha →baixo fluxo de fluidos→grande perda de calor • Não <i>boiling</i>. Para uma pressão estimada de 500 bar (Bouzari & Clark, 2006) as temperaturas obtidas estão entre 310 a 370 °C • Alteração potássica no sentido convencional
	Quartzo matriz	Sericita-clorita-argila-carbonatos	1	260 a 380 e algumas, 140 a 260	1,3 a 11,5	<ul style="list-style-type: none"> • Inclusões do tipo 3 →condensação inicial de um fluido magmático de baixa densidade. • Inclusões de tipo 1→líquido de baixa salinidade→ contração do fluido magmático após a condensação. • Não <i>boiling</i>. Inclusões tipo 1 e 3 homogeneizam aprox. 370 °C com ligeira sobreposição de valores de salinidade. • Misturas em diversas proporções entre os fluidos salinos e de baixa salinidade →formação concomitante das Inclusões de tipo 1 de salinidades intermediárias e inclusões do tipo 3, com Th=300-350°C. • Alteração SCC com carbonato + influência de fluidos externos com salinidades muito baixas.
			3		25,4 a 30,3	

	Mineral	Tipo de alteração	Tipo de inclusão	Temp.. Homogenização (°C)	Salinidade (% em peso de NaCl eq.)	Eventos
Andesito	Quartzo veio	Feldspato potássico-quartzo-argilominerais	1	300 a 360 e algumas, 200 a 300	3,9 a 18,6	<ul style="list-style-type: none"> Tipo 3→fluido homogêneo salino exsolvido do magma (ou resultante de condensação de um fluido de baixa densidade) (semelhante às do quartzo - matriz pórfiro I). Tipo 1→ líquido de baixa salinidade→ contração do fluido magmático após a condensação; também depende da etapa de cristalização. Não <i>boiling</i>. Inclusões do tipo 3 homogeneizam pela dissolução do sal de 528°C a >600°C. (Tap >>600°) Inclusões tipo 1 homogenizam entre 300 e 360 °C, com baixas salinidades. Baixas T→Alteração potássica afastada da rocha intrusiva.
			3		57 a >68	
Riólito	Quartzo veio	Sericita-quartzo-pirita	1	320 a 364	0,5 a 10	<ul style="list-style-type: none"> Não <i>boiling</i>. Inclusões com $Th_{(L-V)} = 350^{\circ}\text{C}$ e salinidades variáveis→parecem semelhantes a SCC→Inclusões reliquias. Inclusões com $Th_{(L-V)}$ de 200 a 300°C, salinidades até valores bem baixos→ sericitização por mistura de fluidos

9.6 Evolução dos fluidos hidrotermais

O estudo de inclusões fluidas nos leva a indicar que os fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais estudadas da Mina Cuajone evoluíram possivelmente da seguinte ordem:

A colocação do Pórfiro I, em ambiente raso, foi o responsável por induzir uma primeira etapa de alteração do andesito basáltico encaixante pelo processo "biotitização", o qual teria ocorrido no intervalo de temperaturas entre 310° e 370°C. Relações de fugacidade das espécies voláteis em biotita com valores calculados para 350°C mostram valores para $\log (f_{H_2O}/f_{HCl})$ num intervalo de 4,4 a 4,7 e de $\log (f_{H_2O}/f_{HF})$ de 6,1 a 6,4.

Imediatamente após a colocação deste pórfiro, em um evento magmático-hidrotermal, foi induzida uma alteração potássica em estilo seletivamente pervasivo ou pervasivo, responsável pela neoformação de feldspato potássico e quartzo da matriz da rocha (entre 400° e 600°C) e pelos veios quartzo-feldspato potássico de estilo fissural, em temperatura próxima a 400°C. Diversos indícios apontam início de uma alteração propilítica (entre 155° e 350°C) no Pórfiro I, devido ao resfriamento do sistema, com possível intervenção de fluidos externos.

Nos veios de quartzo-feldspato potássico no andesito basáltico, resquícios de fluidos mais antigos, ainda se encontram registrados e estes devem representar fluidos exsolvidos do magma ou resultantes da condensação de um fluido inicial de baixa densidade, representado pelas inclusões de tipo 3, salinas, com Tht entre 528° a >600°C. Com a continuidade da cristalização do veio, o fluido magmático original sofreu contração originando fluidos menos salinos representados pelas inclusões de tipo 1 com temperaturas mais baixas (T_{H-L-V} entre 300° a 360° C) devido à sua maior distância em relação ao do Pórfiro I. Essas temperaturas mais baixas poderiam caracterizar os eventos finais da alteração potássica registrada neste último.

O pórfiro II por sua vez desenvolve veios de quartzo-feldspato potássico±clorita a partir de fluidos magmáticos que passaram por etapas de condensação e contração, representados pelas inclusões de tipos 3 e 1, em temperaturas superiores a 450°C, características de alteração potássica. Na matriz são registradas temperaturas superiores a 340°-400 °C para esse mesmo tipo de alteração.

O desenvolvimento da alteração SCC no andesito basáltico estaria relacionado à colocação de uma nova intrusão subvulcânica, o Pórfiro II e seria o resultado da atuação de fluidos formados por condensação e contração, originando inclusões dos tipos 3 e 1 que homogeneizaram em ca. 370°C e da mistura desses fluidos em diversas proporções, tal

como registradas nas inclusões do tipo 1, de salinidades intermediárias, e de tipo 3, com homogeneização entre 300° e 350°C; valores concordantes com dados geotermométricos em clorita que indicam valores entre 291° a 362 °C.

A sericitização no riólito desenvolveu-se após a alteração SCC, em temperaturas entre 200° e 300 °C, basicamente por processos de mistura de fluidos que acarretaram variações significativas no grau de salinidade das inclusões, cujos valores situam-se entre 0,6 e 10% em peso de NaCl eq.

9.7 Conclusões

O estudo petrográfico realizado nos três perfis elaborados associado à mineralogia de alteração permitiu reconhecer os seguintes tipos de rochas e seus respectivos tipos de alteração:

Andesito basáltico com o maior variedade de alterações hidrotermais, compreendendo no perfil 1, com o decréscimo da profundidade, a assembleia biotita-plagioclásio-magnetita (biotitização), veios de feldspato-quartzo-zeólitas-cloritas-carbonatos (propilítica) e a assembleia sericita-argilominerais-cloritas-carbonatos (SCC). Para o lado leste do perfil ocorre a assembleia epidoto-cloritas-carbonato (propilítica). Veios de feldspatos potássico-quartzo-argilominerais (potássica) atravessam a biotitização e, em níveis superiores a associação feldspato potássico-sericita-quartzo foi observada para o lado centro oeste. Assembleia de actinolita-plagioclásio-magnetita (cálcico-sódica) e a silicificação ocorrem no andesito basáltico do perfil 3.

Riólito com assembleia de alteração sericita-quartzo-pirita (sericitização);

Pórfiro I (Monzogranito-Quartzo monzonito pórfiros) com veios de feldspato potássico-quartzo (potássica), assembleia sericita-carbonatos-clorita (SCC);

Pórfiro II (Leuco quartzo dioritos-tonalitos pórfiros) com veios de quartzo-feldspato potássico (potássica), assembleia sericita-argilominerais-carbonatos-cloritas (SCC);

Microgranodiorito pórfiro com veios de feldspato potássico-quartzo (potássica), assembleia argilominerais-sericita-clorita (SCC) e “sericitização” (sericita);

Microtonalito pórfiro com veios de feldspato potássico-quartzo, associação argilominerais-cloritas-carbonatos-epidoto (propilítica);

Quartzo latito pórfiro com assembleia carbonatos-sericita-argilominerais±clorita (SCC);

Em todos os tipos de rocha com exceção do riólito e do andesito a assembleia dominante é a SCC. No andesito basáltico as assembleias dominantes são a SCC e a biotitização com andrita e quartzo.

O sistema de alteração hidrotermal Cu pórfiro Cuajone se desenvolveu sobre rochas vulcânicas e plutônicas rasas precursoras afins com as séries calcio-alcálicas de K baixo a moderado, com algum enriquecimento em Fe nas variedades mais máficas, que apresentam assinaturas geoquímicas gerais afins com o magmatismo de margens ativas que caracteriza a região andina em geral e peruana em particular.

A tipologia das alterações hidrotermais encontrada da Mina de Cu pórfiro Cuajone assemelha-se muito as observadas em sistemas hidrotermais de Cu pórfiro típicos de margens ativas, com ênfase no intercâmbio de álcalis (biotitização) por fácies hidrolíticas (sericitização). Embora alguns dos estilos de alteração e a associação com sulfetos sejam aparentemente anômalos (biotitização e SCC).

No caso de Cuajone, os maiores enriquecimentos em Cu, o principal bem mineral da mina, estão associados principalmente às alterações sobre as variedades de andesitos basálticos encaixantes das rochas plutônicas rasas/subvulcânicas. As alterações potássica, SCC e biotitização foram, em ordem de importância, as alterações que conduziram aos maiores fatores de enriquecimento deste elemento, entre 100 e 1000 vezes o valor de referência para o andesito basáltico considerado como precursor. As alterações hidrotermais sobre as demais rochas estudadas na mina (*e.g.*, riólito, microgranodiorito pórfiro, pórfiro I, pórfiro II, quartzo latito e traquito) resultaram em fatores de enriquecimento de uma a duas ordens de grandeza inferiores.

Os fluidos hidrotermais em geral foram predominantemente aquosos, com traços de CO₂. Fluidos sem *boiling* com temperaturas de aprisionamento entre 310 a 370 °C, sem sulfetos e baixas salinidades (1,5 a 6,5 % em peso NaCl eq.) caracterizam a alteração inicial de "biotitização" denominada potássica no senso convencional. Esta alteração contrasta com as zonas potássicas mais típicas e fortemente mineralizadas de muitos depósitos de Cu pórfiro, que resultam em altas temperaturas e salinidades.

Eventos posteriores de fluidos em *boiling* com temperaturas ao redor de 400 °C, com minerais opacos de saturação e salinidades atingindo valores altos (66 % em peso NaCl eq.)

estão relacionados à alteração potássica caracterizada pelos veios de quartzo-feldspato potássico e, a parte da matriz com esta mesma assembleia (400 e 600 °C) no pórfiro I. Estes fluidos estariam associados principalmente à alteração potássica pervasiva (restrita em setores) no andesito basáltico a qual é responsável pelos maiores enriquecimentos em Cu.

A evolução de posteriores fluidos sem *boiling* relacionados à colocação do pórfiro II responsáveis pela formação de veios de quartzo-feldspato potássico (alteração potássica) com temperaturas máximas de aprisionamento >450°C e quartzo da matriz com temperaturas de 340 a 400°C, minerais opacos de saturação e salinidades altas (aproximadamente 49 % em peso NaCl eq), mas menores quando comparadas com o pórfiro I seriam responsáveis pela formação da alteração SCC (desenvolvida principalmente no andesito basáltico) que abre as portas para a parte mais significativa, em termos de volume, da mineralização de Cu.

Etapas posteriores ou concomitantes de misturas de fluidos de origem meteórica (sem *boiling*) com temperaturas de homogeneização entre 200 a 300 °C e baixas salinidades seriam responsáveis pela formação da alteração de sericitização no riólito. Este processo resulta em enriquecimentos em Cu de importância muito menor, quando comparado com o associado à alteração SCC.

A alteração SCC do andesito basáltico que contém a parte principal da mineralização de cobre está associada aos processos de contração e condensação de um fluido rico em vapor originado pela imiscibilidade de um fluido inicial de densidade baixa a intermediária (rico em vapor) exsolvido diretamente do magma. Os mesmos processos são sugeridos para a alteração potássica no andesito basáltico que também contém teores bem elevados de cobre. Desse modo, pode ser sugerido que a mineralização em Cuajone deve estar associada a esses processos ou, alternativamente, à imiscibilidade inicial de um fluido exsolvido diretamente do magma, sendo este último um dos fatores discutidos por Redmond *et al.* (2004), como responsável pela precipitação dos sulfetos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acosta, J. G. (2007). Las inclusiones fluidas como guías de exploración en depósitos de minerales. ejemplo: El pórfido de Cobre Lara. Ayacucho-Perú. Master's thesis, Red DESIR.
- Ague, J. J. e Van Haren, J. L. M., (1996). Assessing metasomatic mass and volume changes using the bootstrap, with application to deep-crustal hydrothermal alteration of marble: *Economic Geology*, v. 91, p. 1169-82.
- Ague, J.J. (1994). Mass transfer during Barrovian metamorphism of pelites, south-central Connecticut, I: Evidence for changes in composition and volume. *Am. J. Sci.* 294:989–1057.
- Albarède, F. (1995). *Introduction to Geochemical Modeling*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Armbruster, T., Bonazzi, P., Akasaka, M., Bermanec, V., Chopin, C., Heuss- Assbischler, S., Liebscher, A., Menchetti, S., Pan, y., e Pasero, M. (2006). Recommended nomenclature of epidote-group minerals. *European Journal of Mineralogy*, 18:551–567.
- Bakker, R. J. (1999). Adaptation of the bowers and helgeson (1983) equation of state to the $H_2O-CO_2-CH_4-N_2-NaCl$ system. *Chemical Geology*, 154(1):225–236.
- Bakker, R. J. (2003). Package Fluids 1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties. *Chemical Geology*, 194(1):3–23.
- Bastin, G. e Heijligers, H. (1990). Progress in electron probe microanalysis. *Materialwissenschaft und Werkstofftechnik*, 21(2):90–92.
- Beane, R. E. (1974). Biotite stability in the porphyry copper environment. *Economic Geology*, 69(2):241–256.
- Beane, R. E. (1982). Hydrothermal alteration in silicate rocks. *Advances in geology of the porphyry copper deposits, southwestern North America*, pages 117–137.
- Beane, R. E. e Bodnar, R. J. (1995). Hydrothermal fluids and hydrothermal alteration in porphyry copper deposits. Pierce, FW and Bohm, JG, *Porphyry Copper Deposits of the American Cordillera*. Arizona Geological Society Digest, 20:83–93.
- Beckinsale, R. D., Sánchez-Fernandez, A. W., Brook, M., Cobbing, E. J., Taylor, W. P., e Moore, N. D. (1985). Magmatism at a plate edge: the Peruvian Andes, chapter Rb-Sr

- whole-rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal batholith of Perú. Blackie.
- Bellido, E. (1979). Geología del cuadrángulo de moquegua. Boletín Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, Serie A Carta Geológica Nacional, (15):78.
- Bellido, E. e Guevara, C. (1963). Geología de los cuadrángulos de punta de bombom y clemesí. Comisión de la carta geológica nacional del Perú, 2(5):92.
- Berger, G. e Velde, B. (1992). Chemical parameters controlling the propylitic and argillic alteration process. European journal of mineralogy, 4(6):1439–1455.
- Bodnar, R. J. (1995). Fluid-inclusion evidence for a magmatic source for metals in porphyry copper deposits. Magmas, fluids, and ore deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course, 23:139–152.
- Bouzari, F. e Clark, A. H. (2006). Prograde evolution and geothermal affinities of a major porphyry copper deposit: the cerro colorado hypogene protore, i región, northern chile. Economic Geology, 101(1):95–134.
- Bowers, T. S. e Helgeson, H. C. (1983). Calculation of the thermodynamic and geochemical consequences of nonideal mixing in the system H_2O-CO_2-NaCl on the relations in geologic systems: Equation of state for the H_2O-CO_2-NaCl fluids at high pressures and temperatures. Geochimica et Cosmochimica Acta, 47:1247–1275. Current Research on Fluid Inclusions.
- Boynton, W.V. (1984). Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier, pp. 63–114.
- Brimhall, G. H., Lewis, X. J., Ague, J. J., Detroit W. E., Hanpel, J. e Rix, P. (1988). Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature aeolian dust. Nature 333:819–824.
- Brimhall, G.H., e Dietrich, W.E. (1987). Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems: Results on weathering and pedogenesis: Geochimica et Cosmochimica Acta, v. 51, p. 567–587.
- Camprubí, A. (2010). Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 62:25 – 42.
- Cathelineau, M. (1988). Cation site occupancy in chlorite and illites as a function of temperature. Clay Minerals, 23:471-485.
- Cathelineau, M., e Nieva, D. (1985). A chlorite solid solution geothermometer, the Los Azufres (Mexico) geothermal system. Contributions to Mineralogy and Petrology, 91:235-244.

- Chevremont P.O., Gagny C. O., La Roche H., Pupin J. P., e Rossi P. (1988). Representation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire associé. Documents du BRGM, n° 152, 61p.
- Clark, A. H., Farrar, E., Kontak, D., Langridge, R., Arenas, M., France, L., McBride, S., Woodman, P., Wasteneys, H., Sandeman, H., e Archibald, D. (1990a). Geologic and geochronologic constraints on the metallogenetic evolution of the andes of southeastern peru. *Economic Geology*, 85(7):1520–1583.
- Clark, A. H., Tosdal, R. M., Farrar, E., e Plazolles, A. (1990b). Geomorphologic environment and age of supergene enrichment of the cuajone, quellaveco, and toquepala porphyry copper deposits, southeastern peru. *Economic Geology*, 85(7):1604–1628.
- Cobbing, E. e Pitcher, W. (1972). Plate tectonics and the peruvian andes. *Nature*, 240(99):51–53.
- Cobbing, E. J. (1998). The coastal batholith and other aspects of andean magmatism in Perú. pages 5–20.
- Collins, P. L. (1979). Gas hydrates in co 2-bearing fluid inclusions and the use of freezing data for estimation of salinity. *Economic Geology*, 74(6):1435–1444.
- Concha, O. e Valle, J. (1999). Geología y génesis de cuajone. Technical report, Southern Perú Corporation.
- Corbett, G. J. e Leach, T. M. (1998). Southwest Pacific Rim gold-copper systems: structure, alteration, and mineralization. Number 6. Society of Economic Geologists.
- David, G. (2010). A study of IOCG-related hydrothermal fluids in the Wernecke Mountains, Yukon Territory, Canada. PhD thesis, James Cook University.
- Davis, D. W., Lowenstein, T. K., e Spencer, R. J. (1990). Melting behavior of fluid inclusions in laboratory-grown halite crystals in the systems NaCl H₂O, NaCl KCl H₂O, NaCl MgCl₂ H₂O, and NaCl CaCl₂ H₂O. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54(3):591 – 601.
- De Caritat P., Hutcheon I. e Walshe J.L. (1993). Chlorite geothermometry: a review. *Clays and Clay Minerals*, 41:219-239.
- Deer, A., Howie, R., Wise, W.S. e Zussman, J. (2004). Rock Forming Minerals. vol. 4B. Framework Silicates: Silica Minerals, Feldspathoids and the Zeolites. The Geological Society, London.
- Dilles, J.H. e Einaudi, M.T. (1992). Wall-Rock Alteration and Hydrothermal Flow Paths about the Ann-Mason Porphyry Copper Deposit, Nevada- A 6 Km Vertical Reconstruction (1992). *Economic Geology* 87:1963-2001.

- Driesner, T. (2001). A new model for the thermodynamic and transport properties of the NaCl–Water System from 0–700°C, 0.1 to 500 MPa, and XNaCl from 0 to 1. 11th Annual Goldschmidt Conference, Hot Springs, Virginia.
- Driesner, T. e Heinrich, C. A. (2002). Revised critical curve for the system H₂O–NaCl 12th Annual Goldschmidt Conference, Davos. *Geochim Cosmochim Acta* A196.
- Driesner, T. e Heinrich, C. A. (2007). The system H₂O–NaCl. Part I: Correlation formulae for phase relations in temperature–pressure–composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 50000 bar, and 0 to 1 XNaCl. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(20):4880–4901.
- Einaudi, M. (1996) unpubl. Main alteration types in felsic igneous rocks. XXXI Curso Latinoamericano de Metalogenia, UNESCO-SEG-SGA, 2012.
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arcuius, R.J., Ellis, D.J. e Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *J. Petrol.* 42:2033-2048.
- Fuzikawa, K. (1985). Inclusões fluidas: métodos usuais de estudo e aplicações. *Contribuições à Geologia e à Petrologia*, pages 29–44.
- Garza, C. E. G. V. (2007). Metalogenia del pórfido de cobre de Tiámaro, Estado de Michoacán. PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- Goldstein, J., Newbury, D. E., Joy, D. C., Lyman, C. E., Echlin, P., Lifshin, E., Sawyer, L., e Michael, J. R. (2003). *Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis*. Springer.
- Goldstein, R.H. e Reynolds, T.J. (1994). Systematics of fluid inclusions in diagenetic minerals. SEPM Short Course 31. Society for Sedimentary Geology. SEPM, Tulsa, Oklahoma.
- Goyzueta, C. J. S. (2008). Caracterização e correlação de inclusões sólidas em pirita com alterações hidrotermais no pórfiro de cobre de Cuajone-Peru. Master's thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Goyzueta, C. J. S. e Vlach, S. R. F. (2006). Caracterização da tipologia e da distribuição de inclusões sólidas em pirita na jazida do tipo porphyry copper de cuajone, Peru resultados preliminares. In *Geociências e as sociedades do futuro*, ST18-P-743. Congresso Brasileiro de Geologia Núcleo Bahia-Sergipe: Aracajú.
- Gunow, A. J., Ludington, S. e Munoz, J. L. (1980). Fluorine in micas from the Henderson molybdenum deposit Colorado. *Econ. Geol.* 75:1127–1137.
- Hawthorne, F.C., Oberti, R., Harlow, G.E., Maresch, W.V., Martin, R.F., Schumacher, J.C. e Welch, M.D. (2012). Nomenclature of the amphibole supergroup. *American Mineralogist*, 97:2031-2048.

- Hedenquist, J. e Richards, J. (1998). The influence of geochemical techniques on the development of genetic models for porphyry copper deposits: Reviews in economic geology, v.10.
- Hedenquist, J. W. (1995). The ascent of magmatic fluid: discharge versus mineralization. *Magmas, Fluids and Ore Deposits: Mineralogical Association of Canada Short Course Series*, 23:263–289.
- Hedenquist, J. W. e Henley, R. W. (1985). The importance of CO_2 on freezing point measurements of fluid inclusions; evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition. *Economic geology*, 80(5):1379–1406.
- Hedenquist, J. W., Arribas, A., e Reynolds, T. J. (1998). Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system; far southeast-Iepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines. *Economic Geology*, 93(4):373–404.
- Heinrich, C. A. (2005). The physical and chemical evolution of low-salinity magmatic fluids at the porphyry to epithermal transition: a thermodynamic study. *Mineralium Deposita*, 39(8): 864–889.
- Heinrich, C. A. (2007). Fluid-fluid interactions in magmatic-hydrothermal ore formation. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 65(1):363–387.
- Heinrich, C. A., Driesner, T., Stefánsson, A., e Seward, T. M. (2004). Magmatic vapor contraction and the transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits. *Geology*, 32(9):761–764.
- Heinrich, C., Günther, D., Audétat, A., Ulrich, T., e Frischknecht, R. (1999). Metal fractionation between magmatic brine and vapor, determined by microanalysis of fluid inclusions. *Geology*, 27(8):755–758.
- Hey, M.H. (1954). A new review of the chlorites *Mineral. Mag.*, 30:277- 292.
- Holliday, J. e Cooke, D. (2007). Advances in geological models and exploration methods for copper-gold porphyry deposits. In *Proceedings of Exploration*, volume 7, pages 791–809.
- Inoue, A., Kurokawa, K., e Hatta, T. (2010). Application of Chlorite Geothermometry to Hydrothermal Alteration in Toyoha Geothermal System, Southwestern Hokkaido, Japan. *Resource Geology*, 60:52-70.
- Inoue, A., Meunier, A., Patrier-Mas, P., Rigault, C., Beaufort, D. e Vieillard, P. (2009). Application of chemical geothermometry to low-temperature trioctahedral chlorites. *Clays Clay Minerals* 57:371–382.
- Irvine, T.N. e Baragar, N.R. (1971). A guide to classification of common volcanic rocks. *Can. J. Earth Sci.*, 8:523-548.

- Ishihara, S. (1981). The granitoid series and mineralization. *Econ. Geol.* 75th Anniv. Vol., pages 458–484.
- Ixer, R. A. (1990). *Atlas of opaque and ore minerals in their associations*. Open University Press.
- Jacobs, D. C., (1976). Geochemistry of biotite in the Santa Rita and Hanover-Fierro stocks, Central mining district, Grant County, New Mexico. Ph.D. dissertation, Univ. of Utah, Salt Lake City, Utah.
- Jacobs, D. C. e Parry, W.T. (1979). Geochemistry of biotite in the Santa Rita porphyry copper deposit, New Mexico. *Econ. Geol.* 74, 860-887.
- John, D. A., Ayuso, R. A., Barton, M. D., Blakely, R. J., Bodnar, R. J., Dilles, J. H., Gray, F., Graybeal, F. T., Mars, J. C., McPhee, D. K., Seal, R. R., Taylor, R. D., e Vikre, P. G. (2010). Porphyry copper deposit model, chapter b of mineral deposit models for resource assessment. 2010-5070-B, page 169. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report.
- Lacy, W. C. (1958). Porphyry copper deposit, cuajone, peru: *Am. inst. Mining metall. Petroleum Engineers Trans.*, 11:104–107.
- Langmuir, C. H., Bender, J. F., Bence, A. E., Hanson, G. N., e Taylor, S. R. (1977). Petrogenesis of basalts from the FAHOUS area: Mid-Atlantic Ridge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 36:133-156.
- Le Maitre, R. W., Bateman, P., Dudek, A., Keller, J., Lameyre, J., Le Bas, M. J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Streckeisen, A., Woolley, A. R., e Zanettin, B., 1989, *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*, Oxford, Blackwell, p. 191.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., e Youzhi, G. (1997). Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82:1019–1037.
- Lowell, J. D. e Guilbert, J. M. (1970). Lateral and vertical alteration-mineralization zoning in porphyry ore deposits. *Economic Geology*, 65(4):373–408.
- Ludington, S. e Munoz, J. L. (1975). Application of fluorhydroxyl Exchange data to natural micas(abstr.). *Geol Soc. Am., Abstracts with Programs*, 7:1179.
- MacKenzie, W. S. e Adams, A. E. (1994). *A colour atlas of rocks and minerals in thin section*. Manson.

- Manrique, J. e Plazolles, A. (1975). Geología de cuajone. Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, 46:137–150.
- Marshall, D. J. e Mariano, A. N. (1988). Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman Boston etc.
- Melgarejo, J. (1997). Coordinador. Atlas de Asociaciones minerales en lámina delgada. Universidad de Barcelona/Fundación Folch, page 1076.
- Meyer, C. e Hemley, J. J. (1967). Geochemistry of hydrothermal ore deposits. New York. Capítulo Wall rock alteration.
- Middlemost, E.A.K. (1975). The basalt clan. Earth Science Reviews, 11:337-364.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., e Dollase, W.A. (1981). Composition of plutonic muscovite: Genetic implications: Canadian Mineralogist, v. 19, p. 25-34.
- Mori, P. E., Reeves, S., Correia, C. T., e Haukka, M. (1999). Development of a fused glass disc xrf facility and comparison with the pressed powder pellet technique at instituto de geociências, São Paulo University. Revista Brasileira de Geociências, 29(3):441–446.
- Munoz, J.L. (1984). F-OH and Cl-OH exchange in micas with applications to hydrothermal ore deposits. In: Bailey, S.W. (Ed), Micas. Rev. Mineral., 13:469-493.
- Nachit, H. (1994). Contribution a la typologie des granitoides. Petrogenese et petrologie structurale du batholite panafricain du cercle de Tafroute. (Boutonniere de Kerdous, antiatlas occidental, Maroc), 465pp. Univ. Ibnou Zohr, Agadir. Thèse Doct. État ès-Sciences.
- Nash, J. T. (1976). Fluid-inclusion petrology—data from porphyry copper deposits and applications to exploration: a summary of new and published descriptions of fluid inclusions from 36 porphyry copper deposits and discussion of possible applications to exploration for copper deposits. US Govt. Print. Off.
- Navarro, M. S., Andrade, S., Ulbrich, H., Gomes, C. B., e Girardi, V. A. (2008). The direct determination of rare earth elements in basaltic and related rocks using icp-ms: Testing the efficiency of microwave oven sample decomposition procedures. Geostandards and Geoanalytical Research, 32(2):167–180.
- Nockolds, S.R. (1947). The relation between chemical composition and paragénesis in the biotite micas of igneous rocks. Am. Jour. Sci. 245, 401-420.
- Park, G. (1998). Petrographic and litogeochemical alteration study of the cuajone and toquepala porphyry copper deposits. Technical report, Southern Perú Copper Corporation.

- Pasteris, J. D. (1996). Mount pinatubo volcano and SnegativeT porphyry copper deposits. *Geology*, 24(12):1075–1078.
- Pearce, J.A. (1983). Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J. (Eds), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva. Nantwich. p. 231-249.
- Peccerillo, A. e Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamoru area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58:63-81.
- Philpotts, A.R., e Ague, J. J. (2009). *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd Ed., Cambridge University Press, 667 p.
- Picot, P. e Johan, Z. (1982). *Atlas des minéraux métalliques. mémoires du bureau de recherches géologiques et minières*.
- Pirajno, F. (2009). *Hydrothermal processes and mineral systems*. Springer.
- Pitcher, W. S., Atherton, M. P., Cobbing, E. J., e Beckinsale, R. D. (1985). *Magmatism at a plate edge: The Peruvian Andes*: Glasgow, Blackie, 328 p.
- Pitcher, W.S. (1985). A multiple and composite batholith. In: Pitcher, W.S.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J; Beckinsale, R.D. (Eds), *Magmatism at a plate edge. The peruvian Andes*- John Wiley & Sons. New York. p. 93-101.
- Ramboz, C., Pichavant, M., e Weisbrod, A. (1982). Fluid immiscibility in natural processes: Use and misuse of fluid inclusion data: li. interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. *Chemical Geology*, 37(1-2):29–48. *Current Research on Fluid Inclusions*.
- Redmond, P.B., Einaudi, M.T., Inan, E.E., Landtwing, M.R., Heinrich, C.A. (2004). Copper deposition by fluid cooling in intrusion-centered systems. New insights from the Bingham porphyry ore deposit. *Geology*, 32 (3): 217-220.
- Reed, M. H. (1997). Hydrothermal alteration and its relationship to ore fluid composition. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, pages 303–365.
- Roedder, E. (1981). Origin of fluid inclusions and changes that occur after trapping. *Short course in fluid inclusions: Application to petrology*: Mineralogical Association of Canada.
- Roedder, E. (1984). Fluid inclusions: Reviews in mineralogy. *Economic Geology*, 12:644.
- Roedder, E. e Bodnar, R. (1997). Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 3:657–697.
- Rollinson, H.R., (1993). *Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation*. Harlow: Longman, p. 352.

- Rusk, B. G., Lowers, H. A., e Reed, M. H. (2008). Trace elements in hydrothermal quartz: Relationships to cathodoluminescent textures and insights into vein formation. *Geology*, 36(7):547–550.
- Satchwell, P. (1983). Geología de la mina cuajone. *Soc. Geol. Perú Bol.*, 72:127–146.
- Seedorff, E. e Einaudi, M. T. (2004). Henderson porphyry molybdenum system, colorado: li. decoupling of introduction and deposition of metals during geochemical evolution of hydrothermal fluids. *Economic geology*, 99(1):39–72.
- Seedorff, E., Dilles, J., Proffett, J., Einaudi, M., Zurcher, L., Stavast, W., Johnson, D., e Barton, M. (2005). Porphyry deposits: characteristics and origin of hypogene features. *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 29:251–298.
- Selby, D. e Nesbitt, B. E. (2000). Chemical composition of biotite from the Casino porphyry Cu-Au-Mo mineralization, Yukon, Canada: evaluation of magmatic and hydrothermal fluid chemistry. *Chem. Geol.* 171, 77-93.
- Shepherd, T. J., Rankin, A. H., e Alderton, D. H. (1985). A practical guide to fluid inclusion studies, volume 239. Blackie Glasgow, UK.
- Sillitoe, R. (1995). Exploration of porphyry copper lithocaps. In *Proceedings of Pacific Rim Congress*, volume 95, pages 527–532.
- Sillitoe, R. (2000). Gold-rich porphyry deposits, descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *SEG Reviews*, 13:315–345.
- Sillitoe, R. H. (1972). A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, 67(2):184–197.
- Sillitoe, R. H. (2010). Porphyry copper systems. *Economic Geology*, 105(1):3–41.
- Sillitoe, R. H. e Gappe, I. M. (1984). Philippine porphyry copper deposits: Geologic setting and characteristics, volume 14. CCOP Project Office, UNDP Technical Support for Regional Offshore Prospecting in East Asia (RAS/81/120).
- Sousa, S. (1989). *Ciência e tecnologia de argilominerais*. Edgard Blucher Ltda, São Paulo–SP, v1.
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the iugs subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 63(2):773–786.
- Thompson, R. N. (1982). Geochemistry and magma genesis. In: Sutherland D. S. (ed.) *The Igneous Rocks of the British Isles*. Chichester: John Wiley, pp. 461–477.
- Thorpe, R. S., Francis, P. W., e O'Callaghan, L. (1984). Relative roles of source composition, fractional crystallization and crustal contamination in the petrogenesis of Andean

- volcanic rocks: Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A, v. 310, p. 675-692.
- Titley, S. e Beane, R. (1981). Porphyry copper deposits. Part I, Geologic settings, petrology, and tectonogenesis: Economic Geology, 75th Anniversary Volume, pages 214–235.
- Titley, S. R. (1982). The style and progress of mineralization and alteration in porphyry copper systems. Advances in geology of the porphyry copper deposit, southwestern North America. University of Arizona Press, Tucson, pages 93–116.
- Titley, S. R. (1994). Evolutionary habits of hydrothermal and supergene alteration in intrusion-centred ore systems, southwestern north america. Alteration and Alteration Processes Associated with Ore-Forming systems: Geological Association of Canada Short Course Notes, 11:237–260.
- Tosdal, R. M., Farrar, E., e Clark, A. H. (1981). K-ar geochronology of the late cenozoic volcanic rocks of the cordillera occidental, southernmost Perú. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 10(1):157–173.
- Ulrich, T., Günther, D., e Heinrich, C. A. (2001). The evolution of a porphyry Cu-Au deposit, based on LA-ICP-MS analysis of fluid inclusions: Bajo de la Alumbrera, Argentina. Economic Geology, 96(8):1743–1774.
- Uytenbogaardt, W. e Burke, E. A. J. (1971). Tables for microscopic identification of ore minerals. page 430.
- Velasco, F. (2012) unpubl. Inclusiones fluidas: informaciones críticas para la génesis y exploración. sulfuros masivos volcanosedimentarios (vhms) i. XXXI Curso Latinoamericano de Metalogenia, UNESCO-SEG-SGA.
- White, N. C. e Hedenquist, J. W. (1995). Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. SEG Newsletter, 23(1):9–13.
- Wilkinson, J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. Lithos, 55(1):229–272.
- Williams, H., Turner, F. J., e Gilbert, C. M. (1982). Petrography: An introduction to the study of rocks in thin section. WH Freeman and Company.
- Wilson, M. (1989). Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman. London. 466p.
- Yanatieva, O. K. (1946). Polythermal solubilities in the systems $\text{CaCl}_2\text{--MgCl}_2\text{--H}_2\text{O}$ and $\text{CaCl}_2\text{--NaCl--H}_2\text{O}$. Zh. Prikladnoi Khimii, 19:709–722 (in Russ.).
- Zweng, P. e Clark, A. (1995). Hypogene evolution of the Toquepala porphyry copper-molybdenum deposit. Moquegua, southeastern Peru: Arizona Geological Society Digest, 20:566–612.

ANEXO 1
Lista de abreviaturas

Minerais e grupo de minerais

Nome	Abreviaturas
Anidrita	anh
Barita	bar
Biotita	bt
Bismutina	bmt
Bornita	bor
Calcopirita	cp
Calcosita	cc
Covelita	cv
Cubanita	cb
Digenita	dg
Diaspora	dp
Epidoto	ep
Esfalerita	ef
Esfênio (titanita)	efn
Enargita	en
Galena	gl
Haycokita	hc
Hematita	hm
Horneblenda	hor
Ilmenita	il
Isocubanita	icb
Leucoxênio	LCX
Mackinawita	mck
Magnetita	mg
Molibdenita	mb
Mooihoekita	mh
Muscovita	mus
Ortosa	ort
Pirita	py
Pirrotita	po
Rutilo	rt
Sericita	ser
Yeso	ys
Zircão	zir
Wolframita	wf
Anfíbólios	ANFs
Argilas	ARCs
Carbonatos	CBs

Cloritas	CLOs	CGRs
Cobres Cinzentos		FPs
Feldspatos		FPKs
Feldspatos Potássicos		GGs
Gangas		LMs
Limolitas		MCs
Micas		OPs
Opacos		OXs
Óxidos		PXs
Piroxênios		PGLs
Plagioclásios		qz
Quartzo		SILs
Silicatos		

Tipo de rochas

Andesito basáltico	And-Pf
Traquito	Tq
Riolito	Rio
Hidrotermalito/possível: Riolito	Hid/Rio
Pórfiro alterado a hidrotermalito/ possível: Riolito	Pfa-Hid/Rio
Pórfiro alterado/possível: Riolito	Pfa/Rio
Pórfiro - I (monzogranitos - quartzo monzonitos)	Pf-I
Pórfiro - II (leucoquartzo dioritos- micro tonalitos -)	Pf-II
Quartzo Latito	Qlp
Hidrotermalito/possível: Andesito	Hid/And
Micro-granodiorito pórfiro	Mgrp
Hidrotermalito/possível: Micro-granodiorito pórfiro	Hid/ Mgrp
Micro-brecha	MBx
Hidrotermalito	Hid
Micro-tonalito pórfiro	Mtnp
Pórfiro alterado/possível: Micro-granodiorito pórfiro	Pfa/Mgrp
Pórfiro alterado/possível: Pórfiro-II	Pfa/Pf-II

Tipo de alterações

Potássica	K
Potássica-Propílica	K-P
Propílica-Potássica	P-K
Propílica	P
Silicificação	Silf
Sericitização	Ser
Carbonatização	(CBs)
Cálcico Sódica	Ca-Na
Sericita-argilas-carbonatos-cloritas	SCC
Biotitização	Bt

Outros

Igual que	=
Escasso	()
Muito escasso	(^u)
Maior que	>
Maior o igual que	≥
Menor que	<
Semelhante a	≐
Forte ou abundante	+

ANEXO 4

Tabela 4.1: Resumo dos tipos de rocha e alteração presentes no Perfil 1 na cava de Cuaione

codigo	cota(m)	Tipo de rocha	Tipo de alteração	Mineralogia	Veios	Outros Minerais
A-1	3178.22	Hidrotermalito ARCs-ser-CBs-CLOs (possível: Andesito basáltico)	BI/SCC(veios)	CLOs-CBs-qz ± ep ± bt, ser, ARCs	1) FPKs-qz-CLOs-CBs-Ops, 2) FPKs(alt ARCs)-ep-Ops-CBs±qz, 3) CBs	py ± cp, mg
A-2	3127.52	Qz latito pórfiro	SCC?	CBs-ser±CLOs	sem veios	rt, py
A-3	2993.92	Qz latito pórfiro	SCC?	ser-CBs±CLOs±ep(?)	qz±CBs±ser±mus	py, rt-LCX
B-1	3240.08	Andesito basáltico pórfiro	BI/SCC(veios)	bt-qz-PGLs-mg-CLOs±ARCs,	1) ser-CBs-ARCs-CLOs±qz, 2) qz-CBs±CLOs±ARCs±cp±py±; 3) CLOs±CBs±qz±rt±LCX±mg±cp	mg±, py, cp ± mg-hm, rt.
B-2	3048.58	Andesito basáltico pórfiro	qz-CLOs-CBs(SCC ou P?)/BI (resquícios)	qz-CLOs-CBs ±rt±anh±cp±py±ARCs / bt-CLOs±mg±anh±PGLs	qz-CLOs-CBs-cp±ep±FPKs±ser, rt±Zes/CBs-Zes?-CLOs-rt±qz / ep-cp	py>cp*, mg, rt
B-3	3010.0	Andesito basáltico pórfiro	BI	bt-PGLs-mg±ser±ep±CLOs,	1) CBs-Zes-qz±CLOs±ep; ZEs-CLOs-ep±qz; 2)qz-ZEs±FPKs±cp	mg*, ± py± cp, bor*
C-1	3217.01	Hidrotermalito CBs-ser-cz-CLOs (possível: Andesito basáltico)	SCC/BI resquícios	qz-CBs-CLOs ± ARCs±py±rt	1) FPKs-qz-ARCs-CLOs-CBs±ser; 2) qz±CLOs±CBs±mb	cp±py*, rt, mb*
C-2	3111.01	Andesito basáltico pórfiro	SCC / ±BI	CLOs-CBs-ARCs-qz±ep± ser±bt± mg±PGLs ± rt-ZEs	1)qz-mb-CBs-ARCs±CLOs±py±cp; 2)CBs-CLOs-ARCs±qz±py±cp	py±cp, mb, mg, rt-LCX, mg,
C-3	3018.01	Andesito basáltico pórfiro	BI/SCC(veios manchas)	bt-mg-PGLs±ser-, ARCs-CLOs-CBs ±ep ± qz ±FPKs(?)±rt ± ZEs	1)ARCs-ZEs±qz±py±CLOs-; 2)CLOs-ep-CBs- ARCs-ser-FPKs±cp	mg, cp±py, ef
C-4	2978.01	Andesito basáltico pórfiro	BI/qz-CLOs-ARCs?(veios)	bt±mg±PGLs±ARCs± qz, CLOs-ARCs±qz±rt.	2)qz-FPKs-ARCs-py±ZEs-mb±CBs±bor; 1)ZEs ou vidro- ARCs-CLOs-OPs-cp? Ou py	cp, mb, mg, cp, ± bor, cv*, py*
D-1	3298.23	Pórfiro alt. a ser-qz-py (possível: pórfiro-II)	F(?) ou SCC?	qz-ser-CBs-py± ARCs±rt	sem veios	py>cp, mb(?), LCX ± bor ± cv ± hm(?)
D-2	3294.45	Hidrotermalito ARCs-ser-qz-CLOs (possível: Andesito basáltico)	SCC/BI resquícios	ser-CLOs(±zoi)-ARCs-mg; ± CLOs-bt-ARCs -CBs-qz ± ep±mb	1)qz±CBs-cp-py mb; 2)qz-ARCs±FPKs-CLOs-CBs-ep-cp; 3)CBs±CLOs±py±	cp>py, mg*, mb
D-3	3237.93	Andesito basáltico pórfiro	BI/±SCC	bt-CLOs-ARCs±qz ±ARCs-CBs-CLOs ± ep ± FPKs(?)	1)FPKs-ARCs±bt±CLOs±CBs±qz; 2)qz-cp (fino); 3)qz-cp±py-CBs±ep±CLOs	cp*>py*, LCX
D-4	3106.13	Pórfiro-II (leuco quartzio diorito-tonalito)	SCC	qz-ser-CBs-CLOs±py±cp±mus± ARCs; qz-FPKs±rt±ser±CBs ±CLOs	qz anedral-FPKs (algunos perliticos)±CBs±rt±ser±ARCs / qz euhedral-FPKs-CBs-CLOs-cp-(solo en parte)	py>cp± mg, rt, LCX
D-5	2968.19	Andesito basáltico pórfiro	BI/±SCC	qz-bt-mg; CLOs-ARCs ± anh± ep± ser ± CBs ± ZEs	1)FPKs (s/ciliv)-py-CLOs ±qz; 1) FPKs?(es c/ciliv)-Zes?±CLOs±ep±ARCs±CBs	py ± cp, mg
D-6	2834.13	Traquito	K?/P	FPKs(MX?), CLOs-CBs-ep-qz ± ser	FPKs-qz±rt±CBs	mg, rt-LCX py ± cp
E-1	3112.01	Andesito basáltico pórfiro	SCC/BI(resquícios)	qz-CLOs ± CBs ±ARCs ± ep ± rt ±ser± bt ±mg,	1) qz-FPKs-ARCs-py±CLOs±ep±CBs; 2) qz	cp±py, mg, mb
E-2	2978.01	Andesito basáltico pórfiro	BI/SCC	qz-bt-CLOs-ARCs-CBs-mg± ep±anh,	FPKs-qz-CBs±ARCs±ep±mg±py	mg*, ± cp±py, po*
E-3	2869.21	Andesito basáltico pórfiro	BI	bt-mg-PGLs ± anh ± ys(?)± CLOs ± ep	1)ys-anh; 2)ARCs-FPKs±qz±cp	mg*, ± py ± cp ± hm*
F-1	3356.03	Hidrotermalito de FPKs(?), ser, qz, CLOs-CBs-ep	K?	qz-FPKs-ser-py±rt±CLOs ± CBs ± ep(?)	qz± ep± CLOs± CBs (motas); FPKs-qz-ser-ARCs-py (corta as motas)	py>cp*, rt-LCX
F-2	3088.53	Andesito basáltico pórfiro	SCC/BI(resquícios)	qz-bt-CLOs-ARCs± ep ± anh±mg	FPKs±qz±, anh±CLOs	py > cp, ± rt-LCX, mg*, hm*,
F-3	3045.13	Andesito basáltico pórfiro	BI	bt-qz-mg±CLOs ±PGLs ± anh ± ep ± ARCs	ZEs-CLOs±qz±py?	py, mg, rt-LCX ± hm, ± cp*, bor, cv
G-1	3304.97	Andesito basáltico	BI	bt-ep-qz -CLOs(±zoi) -CBs± ARCs ± ser ± anh ± X	1) qz-CLOs-py-FPs (maclado)±ep ± "ZEs"; 2)CBs-CLOs	mg, hm
G-2	3187.67	Andesito basáltico pórfiro	P?/BI(motas)	bt-qz-ep-mg±PGLs± CLOs± ARCs	CLOs-ZEs?±qz±CBs	mg, py*, ± cp*
G-3	3044.37	Andesito basáltico pórfiro	P/BI	bt-mg-CLOs-ep-ARCs±PGLs	CBs-CLOs	mg*, py>cp*, hm*

Tabela 4.2: Resumo dos tipos de rocha e alteração presentes no Perfil 2 na cava de Cuaione

codigo	cota(m)	Tipo de rocha	Tipo de alteração	Mineralogia	Outros Minerais
H-1	3274.14	Hidrotermalito FPKs-ser, qz ± rt	K	FPKs-ser, qz ± rt	mb, py ≡ cp, bor ⁻ cv, rt ⁺ , mg [±] , hm [±] , ef [±] ? X? (cor caqui)
H-2	3171.14	Andesito basáltico pórfiro	SCC/Bt(trações)	CLOs-CBs ± qz, ser, bt-qz.	mg ⁺ , hm ± py, cp, cv, bor, (cor amarelo e caqui?)
H-3	3115.84	Micro brecha ou tufo(?)	SCC?	CBs-ser ± CLOs	py>cp ⁺ , ef?, hm?
H-4	2945.14	Microtonalito pórfiro? ou pórfiro II?	SCC?	qz, CBs-ser-qz ± mus ± bt [±]	py>cp ± rt, hm ⁺ , bor [±]
I-1	3332.43	Qz latito pórfiro	SCC?	ser ≡ CBs ± mus ± ARCs	py>cp, rt-LCX, bor [±] ?
I-2	3217.1	Qz latito pórfiro	SCC?	ser-CBs-CLOs ± ARCs ± ep	py ≡ cp ± bor ± rt-LCX ± hm ± mg ± cv [±] ± dg(?)
I-3	3103.23	Qz latito pórfiro	SCC?	ser-CBs-CLOs ± qz ± ep ± mus	cp>py, rt-LCX ± ef ± gl ± mg ± hm
I-4	2990.93	Qz latito pórfiro	SCC?	ser, CBs-CLOs ± ep	py, cp, rt-LCX, mg-hm, ef?
J-1	3401.32	Hidrotermalito de ser-cz-py	Sericitização	ser-qz-ARCs ± CLOs	py>cp ⁺ , rt-LCX ± cv [±]
J-2	3110.82	Andesito basáltico pórfiro	SCC/Bt(trações)	ARCs-ser-qz ± CLOs ± CBs ± bt	mg ⁺ , LCX, py>cp ⁺ , hm [±]
J-3	2907.32	Microgranodiorito pórfiro	Sericitização	ser, qz, CBs-ARCs-CLOs ± ep	py, cp, rt, mg, bor [±]
J-4	2883.32	Pórfiro alterado a ARCs-ser-qz, CLOs-CBs (possível: Andesito basáltico? ou microgranodiorito?)	Sericitização/SCC	ser, qz, ARCs-CLOs ± CBs ± ep, bt	py>cp, mg, rt-LCX

Tabela 4.3: Resumo dos tipos de rocha e alteração presentes no Perfil 3 na cava de Cuajone

codigo	cota(m)	Tipo de rocha	Tipo de alteração	Mineralogia	Veios	Outros Minerais
K-1	3420.54	Pórfido alterado a ser-qz-py (possível: Riólito)	Ser	qz- ARCs-ser± rt?	qz±py±mus?	cp, py, mb ± rt-LCX
K-2	3249.54	Riólito pórfiro	Ser	ARCs-ser (col)-qz CLOs-CBs-ARCs ± ep	qz±ser±mus?±Ops	LCX mg-hm, cp, py, ef cp-, CGRs(?), bor, po, cv, gl, ef
K-3	3157.54	Traquito	K/P	FPKs-qz, CLOs-(zZol)-CBs ± ep ± ser ± qz,	Não se percebe veios de qz, mas tem na MX cumulos de qz c/ FPKs-CLOs-CBs	cp*py*, mb, rt-LCX±mg
L-1	3371.37	Riólito pórfiro	Ser	ser-qz, ± ARCs	qz-py	rt-LCX mg, cp> py, hm, bor, cv
L-2	3299.37	Riólito pórfiro	Ser	ser(fina)-qz±ARCs	qz-py±cv±bor±cc	rt-LCX py*, cv*, cc*
L-3	3214.37	Riólito pórfiro	Ser	ser-qz-ARCs	py-qz±cp	py>cp, rt-LCX bor*, cv*, cc*,
M-1	3436.47	Hidrotermalito de ser-cz±ARCs (possível: Riólito)	Ser	ser-ARCs-qz	não tem	LCX py>cp*, cv*, bor*
M-2	3334.47	Riólito pórfiro	Ser	qz-ser ± ARCs	qz-py	py+, rt-LCX cp
M-3	3255.47	Riólito pórfiro	Ser	ser-qz -ARCs± rt-LCX	qz-py	py* ± mg?
M-4	3096.47	Andesito basáltico pórfiro	Sil/SCC?	qz-PGLs-, CBs-ser±ARCs±-CLOs	1) qz-py (grãos maiores); 2) CBs-ser±ARCs±-CLOs (fino e posterior)	py±cp
M-5	2841.47	Andesito basáltico pórfiro	Ca-Na	CLOs-CBs ± ep± ARCs±mg	py	cp>py, mb, mg
N-1	3370.59	Riólito pórfiro	Ser	qz-ser-py	qz-py	cp*>py, rt, mb (py+ > cp=, rt-LCX ± cv, cc, bor, CGRs(?))
N-2	3129.04	Hidrotermalito ser- CBs-qz- CLOs (possível: Andesito basáltico?)	SCC	ser-qz, CLOs-CBs ± mus ± ARCs	CBs-CLOs-qz-cp	cp>py, rt-LCX
N-3	2833.29	Andesito basáltico pórfiro	BT/P(veios)	mg-bl-PGLs, CLOs-CBs-ZEs	ZE±CLOs±CBs±py±mg?	cp>py, rt-LCX, mb
O-1	3379.28	Pórfido alterado a ser-qz- ARCs (possível: Riólito)	Ser	ser-qz ± rt ± mus ± ARCs ± zlr?	não tem	py>cp, mb, rt-LCX
O-2	3063.28	Pórfiro-II (leuco quartzo diorito-tonalito)	SCC	qz-ser-CBs-CLOs±cp	não tem	py=cp, mg ± rt-LCX hm
O-3	2800.28	Pórfiro-II (leuco quartzo diorito-tonalito)	K/±P e/ou SCC	qz-FPKs, bt-CLOs-ep±LCX±CBs±cp	qz anhedraiz±FPKs anhedraiz±CLOs±ep±cp±CBs, com halo de	py>cp*, mg
P-1	3088.07	Pórfiro alt. a qz-ser (possível: pórfiro-II)	Ser/P	qz-ser- ARCs± rt-CLOs-ep-CBs,	qz-ser-CLOs±FPKs?±cp±mb	py>cp*, mg±mb
P-2	2980.07	Pórfiro-II (leuco quartzo diorito-tonalito)	P/K(veios)?	qz-FPKs±CBs±CLOs±rt±ARCs±ser±ep	1)qz anhedraiz±CLOs±py±cp2)CLOs-qz-ep-LCX-ARCs-CBs (y-finas) 3)FPKs (não muito definida)	py>cp*,
P-3	2758.07	Pórfiro I (monzogranito- quartzo monzonito)	possível SCC	(qz-FPKs)-CLOs-ser±CBs±cp±py	não tem	py>cp*, ± bor*, cc*
P-4	2746.07	Pórfiro I (monzogranito- quartzo monzonito)	possível SCC	(qz-FPKs)-CLOs-CBs-ser	não tem	py>cp, ± cv* ± bor*
Q-1	3204.83	Hidrotermalito da ser-cz-CBs-py (possível: Riólito)	Ser/SCC(resquícios)	qz-ser, ± CBs-CLOs-ARCs ± ep	qz	cp ± py, rt-LCX, mb
Q-2	2969.83	Pórfiro I (monzogranito- quartzo monzonito)	SCC/K	qz-ARCs-CBs-CLOs± ep, qz-FPKs	qz-FPKs±CBs±CLOs	cp>py, mb ± rt
Q-3	2685.53	Pórfiro-II (leuco quartzo diorito-tonalito)	K/±P	CLOs-ep ± ARCs ± CBs± ser ± qz ± FPKs (?)	FPKs	cp>py, mg ± rt-LCX ± hm ± mb ± bor*
R-1	3189.89	Pórfiro I (monzogranito- quartzo monzonito)	SCC/potássica	qz-FPKs, CLOs-CBs ± ARCs±mus-ser	qz-FPKs±CBs±CLOs±mus	py+, rt-LCX bor, cv, CGRs?
R-2	2739.29	Qz latito pórfiro	Pinsp.	CLOs-ep-CBs ± ser± ARCs±mus	não tem	py*>cp*, CGRs?, bor, cv, gl, ef.
R-3	2544.89	Microtonalito pórfiro	SCC?ou P?	CBs-CLOs ± ep±qz ± ser ± ARCs, FPKs(?)	FPKs	cp>py, mg, rt-LCX ± hm
R-4	2528.29	Andesito basáltico	Sil/P (traços)	qz	FPKs, qz, CLOs-FPKs-qz	py*>cp*, rt-LCX ± cv, cc, bor, CGRs(?)
S-1	3151.32	Pórfiro I (monzogranito- quartzo monzonito)	SCC?/K	ser-qz, ARCs-CLOs±CBs ±mus	FPKs-CBs-CLOs-qz	py*>cp, rt-LCX ± mg(?)
S-2	2898.32	Pórfiro silicificado (possível: Pórfiro-II)	Sil/P ou SCC?	qz-FPs-CLOs ± CBs ± ARCs± ep,	qz	py>cp*, ± mg
S-3	2647.32	Microgranodiorito pórfiro	Pinsp.	qz-ser ± CLOs-CBs± ep±ARCs	CLOs±FPKs	cp>py, rt-LCX mg, mb
T-1	3232.82	Pórfiro alt. a qz-ARCs-ser-CBs± rt (possível: pórfiro-II)	SCC/P	qz-mus, CLOs-CBs-ARCs ± ep	CBs-CLOs-mus	cp*>py* ± rt ± bor
T-2	2883.92	Microgranodiorito pórfiro	Pinsp./K	CLOs-ep-CBs-ser ± mus-qz-FPKs (?)	FPKs-qz±mus	py>cp ± rt ± mg
T-3	2669.92	Microgranodiorito pórfiro	Pinsp./K	CBs-ser ± CLOs ± mus*, qz-FPKs(?)	FPKs?-mus	cp*>py, rt-LCX, mb
U-1	3286.76	Pórfiro alt. a ser-qz-CLOs-CBs-ARCs (possível: pórfiro-II)	Ser/SCC	ser-qz±CLOs±CBs	qz-ser-CLOs±mus	py ± cp ± bor*, mb*, ef
U-2	3092.76	Pórfiro-II (leuco quartzo diorito-tonalito)	SCC/Ser	qz-ser±CBs±CLOs	qz-ser±CBs±CLOs	cp*>py-, rt, mb
U-3	2943.76	Pórfiro-II (leuco quartzo diorito-tonalito)	Ser insp.	qz-ser, CLOs-ep-CBs	FPKs-qz±ser ±mus	mb, py* > cp
V-1	3356.79	Andesito basáltico pórfiro	Bl	bl-mg-CLOs-CBs, qz-FPKs	1) qz-mg±ep±CBs, 2) FPKs	cp>py* ± rt-LCX, mb
V-2	3276.79	Andesito basáltico pórfiro	SCC?/P	ARC±CLOs-mg-bl-ep±zol±qz	qz-CBs-CLOs-py-mg	cp>py, rt-LCX mg-hm
V-3	3193.79	Andesito basáltico pórfiro	Bl/P insp.	bl-PGLs-mg±qz, CLOs-ep±qz±mg	CLOs-ep-ZEs-py	cp*>py*± mg
W-1	3507.19	Andesito basáltico pórfiro	P	CLOs-ep-ZEs-py	sem veio	mg
W-3	3419.39	Andesito basáltico pórfiro	Bl insp.	PGLs-bl±mg	sem veio	mg

Dados de análises modais das rochas menos alteradas para as variedades vulcânicas e plutônicas/subvulcânicas da min

Litotipo	Monzogranitos/ quartzo- monzonitos	Micro-granodioritos			Micro- tonalito	quartzo latitos					riolitos	andesitos
Amostra	S-1	J-3	T-2	T-3	R-3	R-2	I-3	I-1	I-2	I-4	K-2	W-3
Minerais(%)												
quartzo	22	16	24	22	30	12	9	9	21	13	15	13
quartzo veios	10										11	< 2
feldspato potássico	23	16	8	13		35	28	30	24	19	34	
feldspato potássico veios	< 1				8							
plagioclásio	28	49	45	46	40	29	7	3	5	29	5	37
cloritas	<1		4	6	7	5	3			< 2		12
biotita		5	8	6				6	2			22
anidrita												3
sericita	6	5	5	4	< 4	7	17	18	23	18		< 2
carbonatos	< 1	5	4		< 4	5	16	9	< 2	6		< 2
lucoxênio					< 4				2			< 2
epidoto		< 4	< 4		< 4	< 2	3		< 2	< 2		
argilominerais						4		< 2	7			
zircão								< 2				
apatita								< 2	< 2			
calcopirita								< 2		< 2		
pirita						< 2		< 2	< 2	7	3	3
zeólita												< 2
magnetita												< 2
muscovita							< 2					< 2

ANEXO 4: PERFIS INDICANDO OS TIPOS DE ROCHA NA MINA DE CUAJONE

Anexo 4.1: Perfil 1 com seus respectivos furos de sondagem A-G mostrando os tipos de rochas presentes. Cota e profundidade na parte superior e inferior de cada furo de sondagem. Ver abreviaturas no Anexo 1

Anexo 4.2: Perfil 2 com seus respectivos furos de sondagem H, I, J mostrando os tipos de rochas presentes. Cota e profundidade na parte superior e inferior de cada furo de sondagem. Ver abreviaturas no Anexo 1

Anexo 4.3: Perfil 3 com seus respectivos furos de sondagem K-V, mostrando os tipos de rochas presentes. Cota e profundidade na parte superior e inferior de cada furo de sondagem. Ver abreviaturas no Anexo 1.

**ANEXO 5: PERFIS INDICANDO OS A DISTRIBUIÇÃO DAS ASSEMBLEIAS MINERALOGICAS DE
ALTERÇÃO HIDROTHERMAL NA MINA DE CUAJONE**

Anexo 5.1: Perfil 1 com seus respectivos furos de sondagem A-G, indicando os tipos de alterações hidrotermais presentes na jazida de Cuajone. Ver abreviaturas dos tipos de rochas e alterações no Anexo 1

Anexo 5.2: Perfil 2 com seus respectivos furos de sondagem H, I, J indicando os tipos de alterações hidrotermais presentes na jazida de Cuajone..

Anexo 5.3: Perfil 3 com seus respectivos furos de sondagem K-V, indicando os tipos de alterações hidrotermais presentes na jazida de Cuajone. Cota e profundidade na parte superior e inferior de cada furo de sondagem. Ver abreviaturas dos tipos de rochas e alterações no Anexo 1

ANEXO 5 – DIAGRAMAS DE DIFRAÇÃO DE RAIOS X

Figura 5.4: A figura mostra os diagramas de amostras natural(N), glicolada(G) e aquecida(Aq). Como resultado temos uma mistura de smectita+clorita +mica+caolinita. Amostra A-1. Observe-se que nesta amostra a presença de clorita é mais evidente quando comparada com as outras duas amostras.

Figura 5.5: A figura mostra os diagramas de amostras natural(N), glicolada(G) e aquecida(AQ). Como resultado temos uma mistura de smectita+mica+caolinita+clorita. Amostra C-1.

Figura 5.6: A figura mostra os diagramas de amostras natural(N), glicolada(G) e aquecida(AQ). Como resultado temos uma mistura semelhante às anteriores composta por: smectita+clorita+mica+caolinita. Amostra D-2.

ANEXO 6 – ANÁLISES QUÍMICAS WDS

Tabela 6.1 A: Análises representativos de microsonda eletrônica para plagioclásio

[illegible]

Fórmula estrutural com base em 32 O

	9.689	9.823	9.503	9.040	9.799	9.700	10.955	10.888	10.890	10.806	9.983	10.955	10.886	10.890	10.906	9.963	9.930	9.993	10.046	9.936	9.737	9.902	9.361	9.881	9.500	9.826	11.070	10.901	10.857	11.144	10.470	11.231	11.331	11.314	11.105	11.438	11.103	11.879	11.807	11.418	10.610	10.895	10.677
Al	6.124	6.813	6.392	6.846	6.159	6.199	5.038	5.080	5.109	5.082	6.036	5.038	5.090	5.109	5.082	6.036	6.060	5.989	5.962	6.152	6.216	6.134	6.832	6.319	6.650	6.217	4.921	5.077	5.167	4.848	5.516	4.749	4.858	4.873	4.885	4.554	4.895	4.148	4.211	4.573	5.388	5.313	5.320
FeIII	0.166	0.056	0.077	0.025	0.033	0.098	0.000	0.020	0.047	0.010	0.000	0.000	0.020	0.109	0.010	0.000	0.026	0.038	0.000	0.032	0.072	0.087	0.085	0.015	0.051	0.000	0.016	0.000	0.010	0.000	0.009	0.028	0.014	0.000	0.005	0.004	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.008	
Site T	15.979	15.991	15.971	16.012	15.991	15.984	15.993	15.996	16.046	16.008	15.999	15.993	15.996	16.046	16.008	15.999	16.015	16.018	16.008	16.022	16.025	16.023	16.077	16.015	16.200	16.043	16.007	15.978	16.034	15.992	15.986	15.989	16.016	16.002	15.990	15.998	15.998	16.031	16.018	15.991	16.001	16.008	16.005
Ti	0.014	0.003	0.010	0.000	0.016	0.018	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.009	0.012	0.015	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.009	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.001	
Mn	0.037	0.022	0.038	0.000	0.021	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.025	0.011	0.032	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.033	0.070	0.034	0.009	0.000	0.049	0.028	0.028	0.001	0.000	0.000	0.028	0.028	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.024	0.097	0.025	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ba	0.000	0.003	0.000	0.004	0.003	0.005	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.936	1.126	1.204	0.000	0.003	0.008	0.016	0.005	0.005	0.000	0.004	0.000	0.000	0.430	1.306	1.188	1.243	
Ca	2.141	2.495	2.364	2.895	2.180	2.127	1.032	1.048	1.054	1.096	1.974	1.032	1.048	1.054	1.096	1.974	1.996	1.956	1.875	1.984	2.038	1.971	2.205	2.140	1.993	2.066	0.000	0.007	0.000	0.825	1.494	0.753	0.827	0.655	0.832	0.511	0.812	0.061	0.175	0.002	0.003	0.000	0.000
Sr	0.012	0.013	0.013	0.011	0.008	0.015	0.013	0.007	0.008	0.009	0.011	0.013	0.007	0.008	0.008	0.011	0.011	0.008	0.013	0.009	0.010	0.013	0.012	0.008	0.011	0.000	0.007	0.005	0.006	0.007	0.007	0.009	0.010	0.023	0.008	0.012	0.008	0.000	0.000	0.004	0.010	0.010	0.013
Na	1.852	1.469	1.821	1.091	1.762	1.800	2.799	2.895	2.750	2.795	2.036	2.799	2.895	2.750	2.795	2.036	1.982	1.925	2.121	1.982	1.954	1.978	1.644	1.811	1.874	1.897	2.878	2.870	2.497	3.165	2.533	3.085	2.907	3.252	3.162	3.498	3.170	3.899	3.738	3.605	2.898	2.808	2.710
K	0.021	0.016	0.030	0.016	0.016	0.029	0.099	0.056	0.103	0.085	0.034	0.099	0.055	0.103	0.085	0.034	0.030	0.093	0.032	0.033	0.036	0.037	0.049	0.050	0.016	0.016	0.028	0.020	0.124	0.052	0.041	0.177	0.405	0.048	0.050	0.021	0.041	0.016	0.038	0.030	0.040	0.072	0.082
Site M	4.110	4.091	4.107	4.016	3.987	4.070	3.980	4.033	3.913	3.965	4.054	3.980	4.033	3.913	3.965	4.054	4.019	3.985	4.041	4.037	4.080	4.058	4.035	4.067	3.894	3.978	3.953	4.027	3.831	4.049	4.072	4.031	3.967	3.990	4.064	4.044	4.048	3.966	3.953	4.120	4.061	4.081	4.049
An	0.53	0.63	0.59	0.72	0.55	0.54	0.26	0.26	0.27	0.28	0.49	0.26	0.26	0.27	0.28	0.49	0.50	0.49	0.47	0.50	0.51	0.49	0.57	0.53	0.51	0.52	0.24	0.28	0.31	0.20	0.37	0.19	0.16	0.17	0.21	0.13	0.20	0.02	0.04	0.11	0.32	0.29	0.31
Ab	0.46	0.37	0.40	0.27	0.45	0.45	0.71	0.72	0.70	0.71	0.50	0.71	0.72	0.70	0.71	0.50	0.49	0.48	0.53	0.49	0.49	0.50	0.42	0.45	0.48	0.48	0.76	0.71	0.65	0.78	0.62	0.77	0.74	0.82	0.78	0.87	0.79	0.88	0.95	0.89	0.87	0.89	0.87
Or	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.01	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01	0.04	0.10	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02

Andesito

Microgranodiorito

Portfolio-II

Tabela 6.18: Análises representativas de microsonda eletrônica para Feldspatos potássicos

Assembléia	veio q2-FPKs/CLOs-ep±LCX1CBS		potássica (veios) com propilica insp				
Código	O-3B1P1	O-3B2P2	R-1A1P1	R-1A2P1	R-1A2P2	R-1B1P1	R-1B2P1
SiO ₂	65.71	63.79	64.52	63.76	63.02	63.58	63.72
TiO ₂	bd	bd	0.01	0.06	0.01	0.01	0.03
Al ₂ O ₃	19.36	19.05	18.15	19.13	18.49	18.92	18.75
Fe ₂ O ₃	bd	0.08	bd	0.08	bd	bd	0.10
MnO	bd	bd	0.07	0.00	0.11	bd	bd
MgO	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
CaO	0.31	0.11	0.03	0.32	0.03	0.28	0.03
BaO	0.41	0.67	0.46	0.56	0.62	0.15	0.43
SrO	bd	bd	0.07	0.05	0.05	0.05	0.07
Na ₂ O	7.71	1.67	0.97	2.52	0.84	3.28	1.41
K ₂ O	5.57	14.18	14.76	13.09	15.43	12.43	14.84
Total	99.06	99.55	99.03	99.56	98.59	98.70	99.39

Fórmula estrutural, calculada com base em 32 O

Si	11.869	11.841	12.017	11.801	11.878	11.821	11.867
Al	4.121	4.167	3.985	4.173	4.107	4.145	4.116
Feldi	0.000	0.012	0.000	0.011	0.000	0.000	0.014
Soma T	15.990	16.020	16.002	15.986	15.984	15.966	15.997
Ti	0.000	0.000	0.001	0.008	0.001	0.001	0.004
Mn	0.000	0.000	0.012	0.000	0.018	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.059	0.021	0.005	0.063	0.006	0.056	0.007
Ba	0.029	0.049	0.034	0.040	0.046	0.011	0.031
Sr	0.000	0.000	0.007	0.005	0.005	0.006	0.007
Na	2.701	0.603	0.349	0.902	0.307	1.184	0.511
K	1.284	3.358	3.507	3.091	3.709	2.949	3.525
Soma M	4.073	4.030	3.915	4.110	4.092	4.206	4.085

Componentes moleculares

An	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00
Ab	0.67	0.15	0.09	0.22	0.08	0.28	0.13
Or	0.32	0.84	0.91	0.76	0.92	0.70	0.87

Porfiro-I

Porfiro-II

Tabela 6.2: Análises representativas de microsonda eletrônica de Zeólitas

Assembléia	bt/veios de "SCC"				veio gz-FPKs-ARCs-py±Zes-CLOs-mb		
Código	C-3-3A3P3	C-3A3P4	C-3A3P6	C-3 A4 P1	C-4 A1 P1	C-4 B1P1	C-4 A1P2
Localização	cavidade	cavidade	cavidade	cavidade	veio	veio	veio
SiO2	58.38	58.85	60.95	60.76	56.58	57.26	55.56
TiO2	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00
Al2O3	18.94	18.30	20.08	19.63	21.81	21.98	21.27
Fe2O3	0.09	0.22	0.26	bd	bd	bd	bd
MnO	0.39	0.10	bd	0.20	bd	bd	bd
MgO	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd
CaO	8.91	8.76	9.46	9.34	10.23	10.02	10.18
SrO	bd	bd	0.00	0.04	1.13	1.06	1.09
BaO	bd	bd	0.06	bd	0.04	bd	bd
Na2O	0.37	0.36	0.37	1.14	0.77	0.78	0.80
K2O	0.10	0.06	0.22	0.09	0.38	0.45	0.30
Total	87.20	86.64	91.42	91.20	90.95	91.54	89.20

Fórmula estrutural calculada com base em 32 O

Si	11.628	11.759	11.583	11.601	11.017	11.054	11.027
Al	4.445	4.310	4.498	4.418	5.006	5.000	4.977
FeIII	0.013	0.033	0.037	0.000	0.000	0.000	0.000
Soma T	16.086	16.101	16.118	16.020	16.023	16.054	16.004
Ti	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.066	0.017	0.000	0.033	0.000	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.902	1.875	1.925	1.910	2.134	2.073	2.165
Sr	0.000	0.000	0.000	0.004	0.128	0.118	0.126
Ba	0.000	0.000	0.005	0.000	0.003	0.000	0.000
Soma D	1.971	1.892	1.933	1.948	2.264	2.191	2.291
Na	0.141	0.140	0.136	0.421	0.292	0.291	0.306
K	0.025	0.014	0.053	0.023	0.095	0.110	0.075
Soma M	0.166	0.154	0.189	0.443	0.387	0.401	0.381
Al/(Al+Si)	0.28	0.27	0.28	0.28	0.31	0.31	0.31
Ca/(Ca+Na+K)	0.92	0.92	0.91	0.81	0.85	0.84	0.85

Andesito

Tabela 6.3: Análises representativas de microsonda eletrônica do anfibólio													
Assembléia	act-PGLs-mg										bt-PGLs-mg	ep-CBs-CLOs-ab	
Código	M-5A1P1	M-5A2P2	M-5B1P1	M-5A3P3	M-5C1P1	M-5C1P2	M-5C1P1R	M-5B3P1	M-5D1P1	M-5D2P1	M-5E1P1	B-3B3P1	V-3A5P1
	feno?	feno?	primário?	acicular	acicular	acicular	acicular	acicular	acicular	acicular	acicular	acicular	acicular
SiO ₂	51.84	54.23	51.85	52.77	54.02	53.10	53.40	53.22	54.32	52.87	52.90	52.85	52.03
TiO ₂	0.26	0.08	0.17	0.34	0.19	0.28	0.13	0.14	0.16	0.27	0.33	0.12	0.37
Al ₂ O ₃	5.76	2.02	4.46	4.15	3.81	4.01	3.53	4.84	3.05	4.56	3.22	3.88	5.41
FeO	10.78	7.63	8.90	9.04	8.31	10.11	8.34	10.60	7.45	9.37	12.48	10.23	10.72
MnO	1.01	1.11	1.07	0.46	1.05	0.82	1.87	0.93	0.83	1.08	1.42	0.78	0.83
ZnO	0.07	bd	0.05	0.09	0.12	0.05	bd	0.68	bd	bd	0.12	bd	bd
MgO	16.04	19.81	19.14	18.18	18.37	17.28	18.44	15.88	19.26	17.43	15.43	18.91	16.77
CaO	12.09	12.32	11.06	12.73	11.93	12.16	12.06	11.70	12.69	12.22	12.34	11.31	12.05
Na ₂ O	0.34	0.14	0.11	0.32	0.25	0.27	0.26	0.02	0.24	0.39	0.17	0.26	0.34
K ₂ O	0.15	0.05	0.07	0.11	0.06	0.06	0.04	0.05	0.09	0.12	0.05	0.13	0.08
F	bd	bd	0.11	bd	bd	0.15	bd	0.13	bd	0.23	bd	bd	0.04
Cl	0.06	bd	bd	0.03	0.02	bd	bd	0.73	0.02	0.02	bd	bd	bd
(O=F,Cl)	0.01	0.06	0.05	0.01	bd	0.06	bd	0.22	bd	0.10	bd	bd	0.02
Total	98.38	97.49	96.95	98.21	98.12	98.21	98.08	98.68	98.09	98.45	98.44	98.48	98.62
Fórmula estrutural calculada com base em 23 O													
Si	7.340	7.642	7.330	7.399	7.575	7.496	7.495	7.575	7.580	7.437	7.554	7.388	7.322
^{IV} Al	0.660	0.337	0.670	0.601	0.425	0.504	0.505	0.425	0.420	0.563	0.446	0.612	0.678
Sítio T	8.000	7.979	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
^{VI} Al	0.301	0.000	0.073	0.085	0.204	0.163	0.079	0.386	0.081	0.193	0.096	0.027	0.219
Ti	0.027	0.009	0.018	0.036	0.020	0.029	0.013	0.014	0.017	0.029	0.035	0.013	0.040
FeII	0.277	0.233	0.549	0.423	0.171	0.273	0.392	0.004	0.290	0.290	0.272	0.535	0.364
Fe	0.881	0.465	0.194	0.592	0.629	0.796	0.436	1.044	0.509	0.705	1.129	0.391	0.761
Mn	0.121	0.132	0.129	0.055	0.125	0.098	0.223	0.112	0.098	0.128	0.172	0.092	0.099
Zn	0.007	0.000	0.005	0.009	0.013	0.006	0.000	0.071	0.000	0.000	0.013	0.000	0.000
Mg	3.385	4.160	4.033	3.799	3.839	3.636	3.858	3.369	4.006	3.654	3.284	3.941	3.518
Sítio C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Fe	0.119	0.202	0.310	0.044	0.174	0.124	0.151	0.213	0.071	0.106	0.089	0.270	0.137
Ca	1.835	1.798	1.675	1.913	1.792	1.839	1.814	1.784	1.897	1.841	1.887	1.695	1.817
Na	0.047	0.000	0.015	0.043	0.034	0.036	0.036	0.003	0.032	0.053	0.024	0.036	0.046
Sítio B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Ca	0.000	0.062	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.047	0.039	0.015	0.043	0.034	0.036	0.036	0.001	0.032	0.053	0.024	0.036	0.047
K	0.027	0.008	0.012	0.020	0.011	0.010	0.008	0.009	0.015	0.022	0.009	0.024	0.015
Sítio A	0.073	0.109	0.027	0.063	0.045	0.047	0.044	0.010	0.048	0.075	0.032	0.059	0.061
Soma_cat	15.087	15.156	15.078	15.070	15.049	15.114	15.044	15.246	15.052	15.180	15.032	15.059	15.079
F	0.000	0.068	0.051	0.000	0.000	0.067	0.000	0.059	0.000	0.101	0.000	0.000	0.017
Cl	0.014	0.000	0.000	0.006	0.004	0.000	0.001	0.177	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000
Soma_an	0.014	0.068	0.051	0.006	0.004	0.067	0.001	0.236	0.004	0.106	0.000	0.000	0.017
mg#	0.77	0.86	0.89	0.86	0.83	0.80	0.87	0.73	0.87	0.82	0.73	0.86	0.80
Fe ³⁺ /(Fe ³⁺ +Fe ²⁺)	0.22	0.26	0.52	0.40	0.18	0.23	0.40	0.00	0.33	0.26	0.18	0.45	0.29

PS: fórmulas estruturais calculadas com o programa MinCal (Gualda & Vlach, inédito, cf. Gualda & Vlach, Anais da Academia Bras de Cienc, 2005)

bd = abaixo do limite de detecção

PS_ mg# = Mg/(Mg+FeII); mg#1 = Mg/(Mg+FeTotal)

Andesito

Tabela 6.4: Análises representativas de microsonda eletrônica de epidoto

Assembléia	act-PGLs-m	ep-CBs-CLOs+ab				SCC com resquícios de biotitização			propílica (CLOs-ep-CBs-ser)				
Código	M-5B2P1	V-3A1P1	V-3A2P1	V-3A2P2	C-2A2P1	C-2A4P1	C-2C2P1		T-2B4P1	T-2B8P1	T-2B8P2	T-2E6P1	T-2B8P3
SiO ₂	35.80	36.87	37.09	37.27	36.66	37.27	37.31		37.67	37.17	37.33	37.23	38.45
TiO ₂	1.84	0.00	0.04	0.05	0.06	0.18	0.16		0.00	0.08	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	21.68	22.20	22.48	22.84	20.35	23.39	23.20		25.32	23.78	23.59	24.50	26.63
Fe ₂ O ₃	14.60	14.85	15.25	13.90	16.60	13.77	13.60		11.43	12.09	12.05	11.18	9.79
MnO	0.29	0.26	0.11	0.33	0.49	0.48	0.22		0.45	0.54	0.39	0.45	0.36
ZnO	bd	0.04	bd	0.44	bd	bd	bd		0.03	0.02	bd	bd	bd
MgO	0.03	0.03	bd	0.02	0.18	0.10	0.27		0.14	0.02	bd	0.15	bd
CaO	23.15	23.64	23.21	23.43	22.90	23.26	23.13		23.55	23.36	23.42	23.47	23.59
SrO	0.38	0.11	0.07	0.09	0.08	0.11	0.04		0.03	0.11	0.25	0.03	0.33
Ce ₂ O ₃	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd		bd	bd	bd	bd	0.05
Gd ₂ O ₃	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.04		bd	0.10	bd	bd	bd
Na ₂ O	bd	bd	bd	bd	0.01	bd	0.01		0.01	bd	bd	bd	bd
Total	97.77	97.99	98.24	98.36	97.32	98.56	97.98		98.63	97.28	97.03	97.00	99.19

Fórmula estrutural calculada com base em 12,5 O, considerando todo Fe como FeII

Si	2.897	2.966	2.968	2.977	2.988	2.963	2.977	2.964	2.982	3.000	2.980	2.988
Al	0.103	0.034	0.032	0.023	0.012	0.037	0.023	0.036	0.018	0.000	0.020	0.012
Sítio T	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Al	1.964	2.069	2.088	2.128	1.942	2.154	2.159	2.312	2.231	2.235	2.292	2.427
Ti	0.112	0.000	0.002	0.003	0.004	0.010	0.010	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000
FeIII	0.889	0.899	0.919	0.836	1.018	0.824	0.817	0.677	0.730	0.729	0.674	0.573
Sítio Y	0.000	2.968	3.009	2.967	2.964	2.989	2.985	2.988	2.966	2.963	2.965	3.000
Mn	0.020	0.017	0.007	0.022	0.034	0.033	0.015	0.030	0.037	0.027	0.030	0.024
Zn	0.000	0.002	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg	0.003	0.004	0.000	0.002	0.021	0.012	0.032	0.016	0.003	0.000	0.017	0.000
Ca	2.007	2.037	1.990	2.006	1.999	1.981	1.977	1.986	2.008	2.017	2.013	1.965
Sr	0.018	0.005	0.003	0.004	0.004	0.005	0.002	0.001	0.005	0.012	0.001	0.015
Ce	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Gd	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Sítio X	0.000	2.065	2.001	2.060	2.060	2.030	2.029	2.036	2.057	2.055	2.063	2.004
Soma_cat	8.013	8.033	8.010	8.026	8.024	8.019	8.014	8.024	8.022	8.018	8.029	8.005
Al/(Al+FeIII)	0.89	0.90	0.92	0.84	1.02	0.82	0.82	0.68	0.73	0.73	0.67	0.57

PS: cálculos como no caso dos anfibólios

Andesito

Microgranodiorito

Tabela 6.5: Análises representativas de microsonda eletrônica de biotita													
Assembléia	bt-PGLs-mg				bt-PGLs-mg±anh±CLOs±ep			bt-PGLs-mg-CLOs-CBs-ARCs				bt-PGLs-mg±qz e CLOs-ep±qd	
Código	B-3A1P1	B-3A2P1	B-3A2P2	B-3A2P3	E-3A2P1	E-3B3P1	E-3F2P1	C-4B2P1	C-4B2P2	C-4D4P1	C-4D4P2	V-3A6P1	V-3A6P2
SiO ₂	36,90	36,38	34,88	37,55	36,59	35,90	35,71	38,38	37,47	34,53	37,40	37,36	37,50
TiO ₂	2,23	1,55	4,77	2,08	2,98	3,33	3,61	2,81	2,85	1,89	2,83	2,06	2,04
Al ₂ O ₃	15,30	15,86	14,28	15,54	15,50	16,11	15,10	17,02	16,74	17,50	16,30	15,66	16,30
FeO	14,36	15,34	13,66	14,05	16,94	16,83	16,02	14,78	14,28	16,78	16,21	16,42	16,00
MnO	0,36	0,21	0,16	0,30	0,62	0,61	0,40	0,00	0,46	0,00	0,06	0,26	0,17
ZnO	0,05	0,21	bd	0,23	0,09	bd	bd	bd	0,07	bd	0,05	bd	0,10
MgO	16,40	16,32	16,33	16,51	14,20	13,58	13,84	14,66	15,55	15,40	14,30	14,68	14,40
CaO	0,08	0,15	2,54	0,15	bd	0,02	0,09	bd	0,05	0,07	0,05	0,09	0,02
BaO	0,12	bd	0,09	0,15	0,12	0,18	0,16	0,06	0,09	0,04	0,12	0,38	0,32
Na ₂ O	0,10	0,06	0,08	0,07	0,18	0,14	0,18	0,14	0,17	0,05	0,14	0,12	0,09
K ₂ O	9,20	8,58	6,59	9,28	9,33	9,46	9,24	9,38	8,83	7,15	9,45	9,43	9,52
F	0,38	0,31	0,15	bd	bd	0,14	0,18	0,11	0,14	0,11	0,07	0,24	0,24
Cl	0,05	0,02	0,04	0,07	0,12	0,09	0,14	0,09	0,07	0,05	0,10	0,07	0,05
O=(F,Cl)	0,17	0,14	0,07	0,02	0,03	0,08	0,10	0,07	0,08	0,06	0,05	0,12	0,11
Total	95,36	94,84	93,50	95,96	96,64	96,30	94,56	97,35	96,69	93,50	97,04	96,66	96,64

Cations calculados com base em 22 O

Si	5,519	5,469	5,288	5,556	5,471	5,395	5,451	5,576	5,486	5,256	5,518	5,564	5,565
Al	2,481	2,531	2,551	2,444	2,529	2,605	2,549	2,424	2,514	2,744	2,482	2,436	2,435
Soma_T	8,000	8,000	7,839	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000
Al	0,217	0,280	0,000	0,267	0,203	0,249	0,168	0,491	0,375	0,395	0,353	0,313	0,415
Ti	0,251	0,176	0,544	0,231	0,335	0,376	0,414	0,307	0,313	0,217	0,314	0,231	0,228
Fe	1,795	1,929	1,732	1,738	2,117	2,116	2,045	1,798	1,749	2,136	2,000	2,045	1,986
Mn	0,045	0,027	0,021	0,038	0,078	0,077	0,052	0,000	0,057	0,000	0,008	0,033	0,021
Zn	0,006	0,024	0,000	0,025	0,009	0,000	0,000	0,000	0,007	0,000	0,005	0,000	0,011
Mg	3,656	3,659	3,690	3,641	3,163	3,042	3,148	3,174	3,394	3,494	3,144	3,259	3,185
Soma_O	5,969	6,095	5,825	5,939	5,906	5,860	5,826	5,767	5,896	6,242	5,825	5,881	5,846
Ca	0,013	0,024	0,413	0,023	0,000	0,004	0,014	0,000	0,007	0,012	0,009	0,014	0,003
Ba	0,007	0,000	0,005	0,009	0,007	0,011	0,010	0,003	0,005	0,003	0,007	0,022	0,018
Na	0,028	0,016	0,024	0,021	0,053	0,042	0,054	0,039	0,048	0,014	0,041	0,036	0,026
K	1,755	1,646	1,274	1,751	1,779	1,814	1,798	1,739	1,648	1,389	1,778	1,792	1,802
Soma_A	1,803	1,686	1,716	1,805	1,838	1,870	1,877	1,781	1,708	1,417	1,835	1,864	1,850
F	0,181	0,148	0,070	0,003	0,000	0,066	0,084	0,049	0,066	0,052	0,033	0,114	0,112
Cl	0,013	0,005	0,010	0,017	0,029	0,022	0,036	0,023	0,018	0,012	0,024	0,018	0,013
Anions	0,195	0,153	0,080	0,020	0,029	0,088	0,120	0,071	0,084	0,064	0,057	0,132	0,125

mg#

mg#	0,67	0,65	0,68	0,68	0,60	0,59	0,61	0,64	0,66	0,62	0,61	0,61	0,62
Frações moleculares													
X _{Flog}	0,61	0,60	0,63	0,61	0,54	0,52	0,54	0,55	0,58	0,56	0,54	0,55	0,54
X _{Sid}	0,21	0,24	0,19	0,21	0,26	0,30	0,26	0,28	0,27	0,33	0,28	0,25	0,27
X _{Ann}	0,18	0,16	0,17	0,18	0,20	0,18	0,20	0,17	0,15	0,11	0,18	0,20	0,18

PS: calculos como no caso dos anfibolitos, para micas nao se consegue calcular boas formulas estruturais com dados de microsonda

Andesito

Tabela 6.6: Análises representativas de microsonda eletrônica para micas brancas

Assembléia	bt-PGLs-mg				bt-PGLs-mg-CLOs-CBs-AF		BtSCC(veios e manchas)				sericitização c/reliquias de CBs-C			sericitização (ser-gz-ARCs)					gz-ser-CBs-CLOstcp (SCC)				propilica CLOs-ep-CBs-ser ± mus-gz-FPKs					
Código	B-3C1P2	B-3B1P1	B-3B1P2	B-3B1P3	C-4A3P1	C-4A4P1	C-3B2P1	C-3B3P1	C-3B4P1	C-3B4P2	Q-1A1P1	Q-1A1P2	Q-1A1P3	L-3A2P1	L-3A2P2	L-3A3P1	L-3A4P1	L-3A4P2	L-3A5P1	O-2A3P1	O-2B2P1	O-2A2P1	O-2C2P1	T-2E4P1	T-2A1P1	T-2A2P1	T-2B1P2	
SiO2	46.04	46.40	46.34	46.29	47.03		46.92	47.33	46.87	46.70	46.88	46.16	47.11	46.14	49.05	49.94	45.50	46.22	49.24	49.04	45.39	44.99	45.11	45.48	44.48	45.23	45.33	45.24
TiO2	0.04	0.04	0.02	0.04	bd		bd	0.11	0.11	0.07	0.08	0.08	0.30	0.32	0.11	0.12	0.32	0.86	0.17	0.34	0.45	0.48	0.46	0.46	1.14	0.03	0.41	0.83
Al2O3	35.80	35.42	35.19	35.16	33.16		32.85	32.63	32.98	32.54	31.86	30.76	33.84	34.39	32.01	31.91	34.05	34.14	32.04	32.60	33.03	33.25	32.66	33.86	33.45	34.20	33.18	35.13
FeO	1.38	1.10	1.40	1.29	2.21		1.91	2.35	2.36	2.52	3.03	2.03	0.72	1.33	0.92	1.20	2.59	1.84	1.12	1.35	3.50	3.26	3.33	2.94	2.83	2.48	2.34	1.56
MnO	0.31	bd	0.24	bd	0.57		0.13	bd	0.27	0.32	bd	bd	0.53	0.27	0.24	0.22	bd	bd	0.04	bd	bd	bd	0.02	0.02	0.03	bd	0.05	bd
ZnO	bd	0.12	0.04	0.13	0.08		0.04	0.04	bd	0.17	bd	bd	0.10	0.11	bd	bd	bd	0.21	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.10	bd	bd	bd
MgO	0.45	0.84	0.82	0.92	2.06		2.54	1.73	1.67	1.64	2.72	4.19	1.19	1.19	2.09	2.07	1.65	1.32	2.01	2.05	1.75	1.78	1.91	1.28	1.26	1.05	1.81	0.93
CaO	0.14	0.04	0.04	0.07	0.10		0.04	0.04	0.07	0.07	0.08	0.05	0.02	0.05	0.09	0.15	0.05	bd	0.08	0.10	0.03	0.03	bd	0.05	0.03	0.03	bd	bd
BaO	bd	0.06	0.06	0.24	0.43		0.37	0.41	0.31	0.34	0.22	0.06	0.12	0.16	bd	bd	0.44	0.39	0.09	0.16	0.20	0.32	0.18	0.25	0.53	0.47	0.22	0.26
Na2O	0.11	0.12	0.12	0.13	0.23		0.32	0.17	0.16	0.16	0.16	0.14	0.40	0.39	0.03	0.04	0.34	0.37	0.08	0.12	0.38	0.34	0.41	0.35	0.37	0.44	0.37	0.44
K2O	10.89	10.36	10.37	10.84	10.12		10.84	10.69	10.52	10.49	9.91	10.85	10.33	10.19	10.13	9.58	10.47	10.72	10.13	10.41	10.48	10.62	10.44	10.66	10.20	10.50	10.61	10.73
F	bd	bd	bd	bd	0.04		0.19	0.08	0.08	0.04	0.08	0.12	bd	bd	0.31	0.16	0.20	0.04	0.15	0.15	0.04	bd	bd	bd	0.15	bd	bd	bd
Cl	bd	bd	bd	bd	0.03		bd	bd	bd	bd	0.02	0.02	bd	0.02	bd	bd	bd	0.02	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.02	0.03
O=(F,Cl)	bd	bd	bd	bd	0.02		0.08	0.03	0.03	0.02	0.04	0.05	bd	bd	0.13	0.07	0.08	0.02	0.06	0.06	0.02	bd	bd	bd	0.06	bd	bd	0.01
Total	94.95	94.48	94.62	94.90	96.03		95.66	95.53	95.36	95.02	94.82	94.19	94.76	94.53	94.85	95.30	95.52	96.11	95.09	96.24	95.23	95.06	94.50	95.35	94.51	94.44	94.33	95.15

Cátions calculados com base em 22 O

Si	6.163	6.205	6.203	6.193	6.267		6.281	6.339	6.289	6.302	6.300	6.278	6.296	6.199	6.519	6.577	6.122	6.159	6.526	6.448	6.144	6.105	6.149	6.131	6.089	6.144	6.163	6.073
^{IV} Al	1.837	1.795	1.797	1.807	1.733		1.719	1.861	1.711	1.698	1.700	1.722	1.704	1.801	1.481	1.423	1.878	1.841	1.474	1.552	1.856	1.886	1.851	1.869	1.931	1.856	1.837	1.927
Soma_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
^{VI} Al	3.779	3.787	3.756	3.738	3.475		3.431	3.490	3.504	3.477	3.365	3.208	3.642	3.646	3.534	3.530	3.520	3.520	3.530	3.499	3.412	3.424	3.395	3.511	3.447	3.619	3.478	3.630
Ti	0.004	0.004	0.002	0.004	0.000		0.000	0.011	0.011	0.007	0.009	0.008	0.031	0.032	0.011	0.012	0.032	0.087	0.017	0.034	0.046	0.049	0.047	0.047	0.117	0.003	0.042	0.083
Fe	0.154	0.123	0.156	0.144	0.246		0.213	0.283	0.265	0.284	0.342	0.230	0.080	0.149	0.102	0.132	0.282	0.205	0.124	0.148	0.397	0.370	0.379	0.331	0.323	0.282	0.266	0.176
Mn	0.035	0.000	0.027	0.000	0.064		0.015	0.000	0.030	0.036	0.000	0.000	0.060	0.030	0.027	0.025	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.002	0.003	0.004	0.000	0.006	0.000
Zn	0.000	0.012	0.004	0.013	0.007		0.004	0.004	0.000	0.016	0.000	0.000	0.010	0.011	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
Mg	0.089	0.168	0.163	0.164	0.409		0.507	0.346	0.333	0.331	0.546	0.850	0.236	0.239	0.414	0.406	0.330	0.262	0.397	0.402	0.352	0.360	0.387	0.257	0.256	0.213	0.367	0.187
Soma_O	4.082	4.084	4.108	4.083	4.202		4.170	4.113	4.144	4.151	4.262	4.286	4.060	4.107	4.087	4.105	4.174	4.095	4.072	4.083	4.207	4.202	4.210	4.149	4.156	4.118	4.158	4.076
Ca	0.020	0.006	0.006	0.010	0.014		0.005	0.005	0.010	0.010	0.012	0.008	0.002	0.007	0.013	0.021	0.007	0.000	0.012	0.013	0.004	0.005	0.000	0.007	0.005	0.004	0.000	0.000
Ba	0.000	0.002	0.002	0.012	0.023		0.019	0.021	0.016	0.018	0.011	0.003	0.008	0.008	0.000	0.000	0.023	0.020	0.004	0.008	0.011	0.017	0.010	0.013	0.028	0.025	0.012	0.013
Na	0.028	0.031	0.032	0.032	0.060		0.082	0.044	0.043	0.043	0.042	0.037	0.102	0.101	0.008	0.009	0.087	0.095	0.021	0.031	0.088	0.089	0.107	0.092	0.088	0.117	0.088	0.113
K	1.859	1.767	1.771	1.816	1.721		1.816	1.826	1.801	1.805	1.705	1.848	1.761	1.747	1.717	1.608	1.797	1.822	1.713	1.746	1.810	1.838	1.815	1.832	1.775	1.820	1.840	1.838
Soma_A	1.906	1.805	1.812	1.871	1.617		1.923	1.897	1.869	1.876	1.770	1.886	1.872	1.863	1.738	1.639	1.915	1.937	1.751	1.787	1.923	1.948	1.932	1.945	1.906	1.966	1.949	1.965
F	0.000	0.001	0.000	0.000	0.016		0.081	0.033	0.033	0.015	0.032	0.048	0.000	0.000	0.131	0.087	0.083	0.017	0.064	0.064	0.016	0.000	0.000	0.000	0.064	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006		0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.007
Anions	0.000	0.001	0.000	0.000	0.022		0.081	0.033	0.033	0.015	0.038	0.055	0.000	0.005	0.131	0.087	0.083	0.022	0.064	0.064	0.016	0.000	0.000	0.000	0.064	0.000	0.005	0.007
mg#	0.37	0.58	0.51	0.56	0.62		0.70	0.57	0.56	0.54	0.61	0.79	0.75	0.61	0.80	0.75	0.53	0.56	0.75	0.73	0.47	0.49	0.51	0.44	0.44	0.43	0.58	0.52

XAl	0.63	0.63	0.63	0.62	0.58		0.57	0.58	0.58	0.58	0.56	0.53	0.61	0.61	0.59	0.59	0.59	0.59	0.59	0.58	0.57	0.57	0.57	0.59	0.57	0.60	0.58	0.61
XFe	0.03	0.02	0.03	0.02	0.04		0.04	0.04	0.04	0.05	0.06	0.04	0.01	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.07	0.06	0.06	0.06	0.05	0.05	0.04	0.03
XMg	0.01	0.03	0.03	0.03	0.07		0.08	0.06	0.06	0.06	0.09	0.14	0.04	0.04	0.07	0.07	0.06	0.04	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06	0.04	0.04	0.04	0.05	0.03

PS: como no caso das biotitas

Andesito
Microgranodiorito
Porfiro-II
Riolito

Tabela 6.7: Análises representativas de microsonda eletrônica de clorita																									
Assembléia	ep-CBs-CLOstab		bt-PGLs-mg-CLOs-CB		Bt/SCC(veios e manchas)						SCC com resquícios de biotitização								SCC com bt		qz-ser-CBs-CLOs ^{top} (ser/prop)				propilica
Código	V-3A5P2	V-3A5P4	C-4A2P1	C-4B3P1	C-3A3P1	C-3A3P2	C-3A3P5	C-3B1P1	C-3B1P2	C-2A1P1	C-2A1P2	C-2A3P1	C-2A3P2	C-2B1P1	C-2B1P2	C-2B3P1	C-2B4P1 e C-2C1P1	D-2A1P1	O-2B1P1	O-2C1P1	O-2C1P2	T-2E5P1			
SiO2	27.84	27.95	26.92	28.31	26.67	26.74	26.58	27.00	26.73	26.96	27.12	26.46	27.80	27.42	27.44	27.42	27.27	28.25	27.02	27.90	26.58	26.82	27.72		
TiO2	0.51	3.21	0.05	0.05	0.10	0.10	0.06	0.09	0.07	0.02	0.05	0.07	0.14	0.08	0.08	0.16	0.11	0.06	0.03	0.00	0.11	0.08	0.08		
Al2O3	18.61	17.35	21.45	18.93	22.24	22.61	22.76	22.29	22.34	21.46	21.29	21.30	20.38	21.65	21.62	21.93	21.78	18.59	19.72	22.19	20.85	21.15	21.26		
FeO	20.02	17.85	17.88	17.43	15.11	15.57	15.71	16.17	14.62	13.89	13.77	14.40	13.81	12.71	11.48	11.54	12.03	16.83	18.02	15.82	18.48	17.92	14.58		
MnO	0.34	0.48	0.22	0.27	0.89	1.23	0.68	0.21	0.60	0.62	0.56	0.64	0.60	0.62	0.63	0.48	0.60	0.78	0.85	1.31	0.80	0.56	0.98		
ZnO	0.01	0.28	0.53	0.31	0.44	0.42	0.25	0.13	0.20	0.11	0.11	0.10	0.13	0.11	0.09	0.06	0.07	0.16	0.12	0.26	0.07	bd	0.06		
MgO	19.07	17.49	21.16	22.10	22.89	22.75	22.24	21.66	22.32	23.47	23.85	23.18	23.53	24.32	24.32	25.10	24.82	21.32	20.42	20.62	20.12	20.03	22.23		
CaO	0.59	3.24	0.06	0.13	0.03	0.03	bd	0.04	0.03	0.06	0.03	0.11	0.05	0.06	0.06	0.02	0.03	0.08	0.03	bd	0.04	0.03	0.06		
BaO	bd	bd	bd	bd	0.10	0.07	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.07	bd	0.05	bd	0.10	bd	bd	0.05		
Na2O	0.04	bd	0.04	bd	0.02	0.02	0.02	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.03	bd	0.02	bd	bd	bd		
K2O	0.04	0.05	0.01	0.02	bd	bd	bd	bd	bd	0.02	bd	0.02	0.10	bd	bd	bd	0.02	bd	0.03	0.45	0.03	0.03	0.13		
F	bd	0.04	0.09	0.22	bd	0.04	0.10	0.09	bd	0.13	0.04	0.07	bd	0.07	bd	0.13	0.10	bd	0.16	bd	bd	bd	0.07		
Cl	bd	bd	bd	bd	bd	bd	0.02	bd	bd	bd	0.03	bd	bd	bd	0.02	0.02	bd	bd	bd	bd	bd	bd	bd		
O=(F,Cl)	bd	0.02	0.04	0.09	bd	0.02	0.05	0.04	bd	0.05	0.02	0.03	bd	0.03	bd	0.06	0.04	bd	0.07	bd	bd	bd	0.03		
Total	87.08	87.91	88.37	87.68	88.49	89.56	88.36	87.64	86.92	86.68	86.84	86.33	86.53	87.01	85.79	86.81	86.83	86.10	86.44	88.57	87.07	86.62	87.18		
Cátions calculados com base em 28 O																									
Si	5.753	5.733	5.422	5.733	5.307	5.274	5.296	5.413	5.374	5.425	5.439	5.367	5.593	5.453	5.498	5.430	5.420	5.807	5.590	5.557	5.455	5.502	5.564		
^{IV} Al	2.247	2.267	2.578	2.267	2.693	2.726	2.704	2.587	2.626	2.575	2.561	2.633	2.407	2.547	2.502	2.570	2.580	2.193	2.410	2.443	2.545	2.498	2.436		
Soma_T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000		
^{VI} Al	2.285	1.927	2.514	2.250	2.522	2.530	2.640	2.679	2.668	2.514	2.471	2.461	2.425	2.529	2.603	2.548	2.522	2.311	2.398	2.764	2.499	2.614	2.582		
Ti	0.080	0.496	0.008	0.007	0.014	0.015	0.009	0.013	0.011	0.003	0.008	0.011	0.021	0.012	0.012	0.024	0.016	0.010	0.005	0.000	0.017	0.012	0.013		
Fe	3.459	3.061	3.012	2.952	2.514	2.568	2.617	2.711	2.459	2.338	2.309	2.444	2.323	2.114	1.923	1.911	1.999	2.893	3.117	2.635	3.171	3.074	2.447		
Mn	0.060	0.083	0.038	0.047	0.149	0.205	0.114	0.035	0.103	0.105	0.095	0.109	0.102	0.104	0.107	0.081	0.101	0.136	0.149	0.221	0.139	0.098	0.166		
Zn	0.001	0.043	0.078	0.047	0.065	0.061	0.036	0.019	0.030	0.016	0.017	0.015	0.020	0.016	0.013	0.008	0.011	0.024	0.019	0.038	0.011	0.000	0.009		
Mg	5.872	5.347	6.353	6.670	6.789	6.687	6.605	6.473	6.690	7.037	7.129	7.009	7.056	7.209	7.262	7.409	7.352	6.534	6.295	6.121	6.156	6.124	6.650		
Ca	0.131	0.713	0.012	0.027	0.006	0.006	0.000	0.008	0.007	0.013	0.007	0.024	0.010	0.012	0.013	0.005	0.007	0.018	0.008	0.000	0.009	0.005	0.013		
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.004		
Na	0.016	0.000	0.015	0.000	0.008	0.007	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000		
K	0.011	0.012	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.005	0.025	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.009	0.115	0.008	0.008	0.033		
Soma_O	11.915	11.681	12.033	12.004	12.076	12.086	12.027	11.940	11.968	12.030	12.037	12.079	11.982	11.997	11.938	11.987	12.015	11.937	12.006	11.900	12.010	11.935	11.926		
Vacâncias	0.085	0.319	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.060	0.032	0.000	0.000	0.000	0.018	0.003	0.062	0.013	0.000	0.063	0.000	0.100	0.000	0.065	0.074		
F	0.000	0.024	0.060	0.142	0.000	0.025	0.061	0.059	0.000	0.083	0.022	0.044	0.000	0.045	0.000	0.083	0.064	0.000	0.103	0.000	0.000	0.001	0.045		
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000		
Anions	0.000	0.024	0.060	0.142	0.001	0.025	0.068	0.059	0.000	0.083	0.033	0.044	0.000	0.045	0.007	0.088	0.064	0.000	0.103	0.000	0.000	0.002	0.045		
mg#	0.63	0.64	0.68	0.69	0.73	0.72	0.72	0.70	0.73	0.75	0.76	0.74	0.75	0.77	0.79	0.79	0.79	0.69	0.67	0.70	0.66	0.67	0.73		
Al/(Al+Si)	0.44	0.42	0.48	0.44	0.50	0.50	0.50	0.49	0.50	0.48	0.48	0.49	0.46	0.48	0.48	0.49	0.48	0.44	0.46	0.48	0.48	0.48	0.47		
T(°C)_Fe ²⁺ (T)	300	303	353	303	372	377	373	354	361	353	350	362	326	348	341	352	353	291	331	348	340	330	326		
T(°C)_Fe3/Fe3+Fe2=0.2	311	313	362	312	379	384	381	363	368	360	357	369	333	355	347	358	359	300	340	357	350	338	336		

Andesito
Microgranodiorito
Porfiro-II

Tabela 7.1. Análises químicas representativas para elementos maiores e menores (FRX, % em peso) e dados normativos para rochas inalteradas (ou pouco alteradas) e rochas alteradas hidrotermalmente da jazida de Cu pórfiro de Cuajones, Perú.																																													
Rocha	Andesito										Traquito					MicroGranodiorito					Pórfiro-I					Pórfiro-II					MicroTenail					Quarzo-lático					Ricitilo				
Amostra	Ref	W-3	E-3	G-1	C-2	W-2	H-1	M-4	B-2	N-15	K-3A	D-6	J-3	T-2	J-2A	T-3	P-3	P-4	S-1	Q-3	Q-2A	T-1	R-3	R-2	I-3	K-2A	O-1	L-3																	
Alteração		menor alter.	Biotitiza.	Biot?	SCC? ou P	Propilica	FPKs pervasi	Silicificação P ou	Silicif/Prop	Prop	FPKa/P	Prop. Debil	Filica Insp	Propilica In	SCC forte	Prop Insp	Prop.?	Rocha mei	Prop. Insp	Rocha mei	sericilizaç	Prop. c/veid	Prop. Insp	Prop. Insp	SCC?	menor alt.	Sericilizaç	Sericil. c/ARCs																	
Minerais		insp. Prop.	bt-PGLs-mg/an	bt-ep-qz-CLOs	CLOs-CBs-ARCs-qz-ep	FPKs-ser. qz ±	qz-PGLs-, CBs-ser	qz-CLOs-CBs ± tit anht	FPKs-qz, CLOs	CLOs-CBs-e	qz-ser-ARC	CLOs-ep-C	Cs-ser-CLOs	CBs-ser ± CLOs	ser-CLOs ±	ser-CLOs ±	CBs-CLOs	CLOs-ep ± A	qz-ser-CBs	CLOs-CBs	CBs-CLOs	CLOs-ep-C	ser-CBs ± CLO	ser-qz-ARC	ser-qz-ARC	ser-qz-ARC	ser-qz-ARC	ser-qz-ARC																	
SiO ₂	62.53	55.90	49.07	62.35	48.65	48.98	65.76	62.44	61.99	57.85	65.48	61.16	66.27	66.68	69.07	68.21	67.23	68.42	66.72	67.62	65.49	69.40	68.12	66.97	65.44	74.54	68.56	64.55																	
TiO ₂	0.95	0.94	1.02	1.00	1.04	1.04	0.53	0.69	0.70	0.94	0.48	0.56	0.34	0.35	0.78	0.30	0.26	0.25	0.32	0.32	0.30	0.29	0.30	0.27	0.27	0.20	0.33	0.64																	
Al ₂ O ₃	20.61	16.46	20.63	20.34	18.35	18.37	15.89	15.43	17.54	18.12	15.70	17.91	15.91	16.03	17.23	15.83	15.64	14.95	15.67	16.00	16.01	15.35	15.73	16.31	15.55	12.73	16.36	17.67																	
Fe ₂ O ₃	8.48	9.44	8.22	7.93	7.72	9.87	2.42	5.72	4.09	6.38	4.07	2.71	3.38	1.90	8.16	2.29	1.93	1.56	1.40	2.02	2.77	1.44	1.38	2.21	2.10	2.28	4.18	3.97																	
MnO	0.170	0.177	0.185	0.207	0.342	0.233	0.013	0.069	0.079	0.164	0.062	0.079	0.022	0.076	0.127	0.044	0.041	0.046	0.079	0.058	0.056	0.041	0.060	0.091	0.133	0.007	0.008	0.084																	
MgO	2.90	3.09	4.59	3.00	6.15	2.73	0.45	2.23	1.73	2.67	0.82	1.03	1.21	1.41	2.75	0.78	0.60	0.66	0.65	0.99	0.92	0.80	0.93	0.83	0.64	0.43	0.24	0.96																	
CaO	6.96	6.59	5.72	6.45	5.53	10.35	0.16	4.21	5.19	5.11	1.85	1.67	2.79	2.64	0.91	3.19	3.07	2.93	1.96	3.22	2.36	2.55	2.73	3.01	2.50	0.27	0.07	0.84																	
Na ₂ O	3.55	3.20	3.49	3.54	1.30	2.49	1.86	2.79	3.86	3.93	5.41	5.02	2.95	4.11	0.04	4.02	3.70	4.07	2.73	4.29	2.58	3.47	4.17	3.82	3.05	1.01	0.16	0.10																	
K ₂ O	1.83	1.37	3.12	2.18	2.03	1.67	7.11	0.93	1.30	1.93	2.68	5.77	1.89	1.89	2.22	2.54	2.64	2.10	5.25	2.08	3.37	2.98	2.44	3.33	4.46	4.30	4.77	3.94																	
P ₂ O ₅	0.330	0.284	0.363	0.378	0.273	0.356	0.156	0.347	0.283	0.330	0.152	0.199	0.158	0.160	0.332	0.122	0.104	0.109	0.119	0.139	0.120	0.122	0.144	0.106	0.109	0.053	0.119	0.284																	
CuO			0.08		0.40		0.99		0.12		0.26		0.36	0.15		0.06	0.15	0.27	0.19	0.15	0.46	0.24	0.24	0.08	0.62		0.23	0.10																	
S			0.58		0.89		1.25		0.33		0.24	0.66	0.24	0.55	1.92	0.26	0.69	0.43	0.41	0.52	0.84	0.42	0.21	0.30	0.84	0.83	1.24	1.17																	
L.O.I.	1.08	1.62	2.06	1.32	6.83	2.35	2.56	4.31	2.66	1.34	2.49	2.26	3.75	3.66	7.28	1.22	3.34	3.55	3.29	1.84	4.41	2.02	2.88	2.10	3.48	2.78	3.49	5.83																	
Total	98.31	99.07	99.13	98.69	98.50	98.44	99.14	99.17	99.88	98.77	99.43	99.29	98.91	99.51	100.95	98.86	99.39	99.34	98.78	99.25	99.68	99.12	99.33	99.43	99.20	99.43	99.76	100.14																	
Normas CIPW [computadas considerando-se Fe ₂ O ₃ /FeO = 0.25 (SiO ₂ ≤ 58) e Fe ₂ O ₃ /FeO = 0.35 (SiO ₂ > 58)]. CuO e S não considerados																																													
Qz	2.19	10.10		2.14	9.06	0.93	26.29	28.81	20.02	10.90	17.21	4.29	33.04	28.60	41.52	26.46	27.59	29.10	25.37	25.88	30.25	30.84	27.16	23.61	23.64	50.11	47.30	44.83																	
C	0.92		1.98	1.33	4.61		5.22	3.01	1.02	1.06	0.90	0.85	4.32	3.13	13.90	0.96	1.38	0.91	2.22	1.17	4.11	2.07	1.61	1.20	1.42	6.06	11.09	12.39																	
Or	10.81	8.10	18.44	12.88	12.00	9.87	42.02	6.50	7.68	11.41	15.84	34.10	11.17	9.40	13.12	15.01	15.60	12.41	31.03	12.29	19.92	17.61	14.42	19.68	26.36	25.41	28.19	23.28																	
Ab	30.04	27.08	29.53	29.95	11.00	21.07	15.74	23.81	32.66	33.25	45.78	42.48	24.96	34.78	0.34	34.02	31.31	34.44	23.10	36.30	21.83	29.36	35.29	32.32	25.81	8.55	1.35	0.85																	
An	32.37	26.50	26.01	29.53	25.65	34.01	0.22	18.62	23.90	23.20	8.19	6.99	12.81	12.05	2.35	15.03	14.55	13.82	8.95	15.07	10.92	11.85	12.60	14.24	11.69	0.99	0.43	2.31																	
Di		3.63					12.64																																						
Hy	16.83	16.75	0.31	16.36	24.13	11.80	2.99	10.98	7.90	12.68	5.96	4.84	6.30	5.22	14.99	4.12	3.32	3.08	2.81	4.32	5.03	3.22	3.49	4.28	3.76	3.32	4.77	5.96																	
Ol			14.87																																										
Mt	2.43	2.71	2.36	2.27	2.21	2.63	0.90	2.13	1.52	2.37	1.51	1.01	1.26	0.71	3.04	0.85	0.72	0.68	0.52	0.75	1.03	0.54	0.51	0.82	0.78	0.85	1.55	1.48																	
Il	1.80	1.78	1.95	1.90	1.97	1.97	1.01	1.32	1.34	1.79	0.90	1.06	0.65	0.66	1.49	0.56	0.48	0.47	0.61	0.61	0.56	0.54	0.57	0.51	0.52	0.38	0.63	1.22																	
Ap	0.76	0.66	0.84	0.88	0.63	0.83	0.36	0.80	0.66	0.76	0.35	0.46	0.37	0.37	0.77	0.28	0.24	0.25	0.28	0.32	0.28	0.28	0.33	0.26	0.25	0.12	0.28	0.66																	
Total	98.18	97.30	96.29	97.25	91.27	95.94	94.31	94.78	96.71	97.34	96.64	96.07	94.87	94.92	91.50	97.29	95.18	95.07	94.88	96.71	93.93	96.42	95.88	96.82	94.23	95.79	94.74	92.88																	
I.D.	43.05	45.27	47.97	44.98	32.06	31.86	84.85	57.92	60.37	55.56	78.83	80.87	69.18	72.78	54.98	75.49	74.50	75.95	78.50	74.47	72.00	77.91	76.87	75.61	75.81	84.87	76.84	68.96																	
mg#	42.32	41.25	54.50	44.80	63.08	37.24	29.65	46.91	48.94	48.68	31.35	46.28	44.79	62.71	43.38	43.56	41.33	48.95	51.27	52.82	42.95	55.73	60.43	45.98	40.85	29.94	11.51	35.40																	

Tabela 7.2 Análises químicas representativas para elementos traços (°): FRX, outros: ICP-MS) para rochas inalteradas (ou pouco alteradas) e rochas alteradas hidrotermalmente da jazida de Cu pórfiro de Cusajones, Perú																																						
Rocha	Andesito														Traquito				MicroGranodiorito				Porfiro-I				Porfiro-II				MicroTonalito		Quartzolito		Riolito			
Amostra	Ref	W-3	E-3	G-1	C-2	W-2	H-1	M-4		B-2	N-15	K-3A	D-6	J-3	T-2	J-2A	T-3	P-3	P-4	S-1	Q-3	O-2	T-1	R-3	R-2	I-3	K-2	O-1	Serilitização		L-3							
Alteração		menor alter.	Biotitiza.	Biot?	SCC? ±Bt	Propilítica	FPKs perva	Silicificação±P	Silicif/Prop	Prop	FPKs/P	Prop. Debil	Filica Insp	Propilica In	SCC	Prop Insp	Prop.?	Rocha mei	Prop. Insp	Rocha mei	Serilitizaç	Prop. c/vid	Prop. Insp	Prop. Insp	SCC?	menor alt.	Serilitização	Serilit. c/ARCs										
Minerais		insp. Prop.	bl-PGLs-mg±e	bl-ep-qz-CLOs	CLOs-CBs-ARCs-qz±ep	FPKs-ser. qz	qz-PGLs-, CBs-ser	qz-CLOs-CBs±1±ant	FPKs-qz, CLC	CLOs-CBs-e	qz-ser-AR	CLOs-ep-Gr	CLOs-qz	CBs-ser±	ser-CLOs±	ser-CLOs	CBs-CLOs	CLOs-ep±	qz-ser-CBs	CLOs-CBs	CBs-CLOs	CLOs-ep-qz	ser±CBs±CL	ser-qz±AR	ser-qz±tpy	ser-qz-ARCs												
Rb(°)		37	141	88	76	52	176	33	49	70	83	107	53	61	84	51	55	47	120	38	89	69	54	75	132	129	127	136										
Cs		1.28	7.36		6.49	1.91	4.79	6.46										3.73	4.08	1.09	4.76			1.18	5.80													
Sr(°)	613	362	563	630	288	691	199	295	414	345	178	321	480	388	44	541	470	488	288	608	260	513	512	599	437	74	152	40										
Ba(°)	504	426	364	338	114	383	1633	140	227	422	616	1100	806	201	295	759	761	740	753	661	523	1003	615	695	916	1143	857	421										
Zr(°)	97	112	177	196	80	109	212	138	154	171	184	219	97	92	161	85	89	84	89	91	91	79	84	101	90	113	87	168										
Hf		1.96	4.12		1.13	2.01	3.89	3.64										1.17	0.86	0.91	1.20			1.21	1.12	1.61	1.15											
Nb	16.00	5.07	7.63		3.88	6.10	9.57	6.09										2.98	3.57	3.59	3.44			3.85	3.72	4.98	3.93											
Ta		0.40	0.67		0.27	0.44	0.76	0.50										0.32	0.32	0.29	0.42			0.32	0.33	0.44	0.49											
Sc	23.6	21	23	20	26	25	< 14	< 14	14	17	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14	< 14							
V(°)	162	215	162	155	239	242	26	77	107	137	16	42	42	48	108	35	40	33	40	39	41	18	31	35	37	13	38	53										
Cr		< 13	< 13	< 13	110	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	18	< 13	17	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13	< 13							
Co	29	16	11	13	15	31	< 6	< 6	< 6	10	< 6	6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	9	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6							
Cu(°)	79.8	9	675	9	3181	123	7893	360	980	193	66	2065	1035	2849	1222	510	1191	2133	1557	1236	3714	1951	2131	605	4957	69	1799	823										
Ni(°)	7	8	6	5	44	22	< 5	< 5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5							
Zn(°)	81.4	115	106	104	643	108	241	62	45	112	28	47	24	45	149	33	31	35	51	31	51	32	53	87	112	56	15	67										
Ga(8)		14	25	21	14	14	12	12	16	15	15	17	16	16	15	18	16	15	13	17	15	15	16	19	15	12	16	18										
Y	16.40	19.10	23.70		16.90	19.10	27.40	23.10										5.36	5.09	7.10	5.76			6.77	6.48	6.60	9.99											
La	14.3	20.5	43.0	32	13.9	17.8	33.5	35.4	45	< 28	32	30	< 28	< 28	< 28	26	< 28	14.3	8.83	17.5	16.1	< 28	< 28	14.9	16.1	24.1	17.4	< 28										
Ce	33.6	42.1	88.4		30.9	38.3	68.4	72.2										26.4	17.8	33.5	30.6			29.3	30.9	40.6	33.7											
Pr	4.5	5.39	10.7		4.19	5.09	8.39	9.03										3.00	2.21	3.98	3.56			3.48	3.57	4.05	3.95											
Nd	18.2	22.3	42.0		18.3	21.9	32.5	35.9										11.0	8.46	14.7	13.2			12.9	13.1	12.9	15.0											
Sm	4.6	4.70	7.59		4.18	4.85	6.35	6.97										1.81	1.60	2.53	2.23			2.19	2.18	1.88	2.75											
Eu	1.3	1.39	2.04		1.29	1.46	1.62	1.79										0.61	0.50	0.75	0.66			0.65	0.64	0.44	0.85											
Gd	4.37	4.27	5.81		3.75	4.31	5.42	5.48										1.28	1.20	1.85	1.56			1.69	1.59	1.33	2.39											
Tb	0.65	0.62	0.77		0.54	0.62	0.79	0.77										0.17	0.16	0.24	0.20			0.22	0.21	0.19	0.33											
Dy	4.26	3.45	4.24		3.08	3.50	4.48	4.21										0.93	0.90	1.28	1.07			1.20	1.10	1.10	1.74											
Ho	0.8	0.69	0.85		0.63	0.71	0.95	0.85										0.18	0.17	0.24	0.19			0.22	0.21	0.23	0.33											
Er	1.91	1.80	2.35		1.62	1.83	2.62	2.26										0.48	0.45	0.84	0.52			0.60	0.56	0.67	0.88											
Tm	0.28	0.26	0.36		0.23	0.26	0.45	0.34										0.07	0.06	0.09	0.07			0.08	0.08	0.11	0.13											
Yb	1.9	1.52	2.20		1.37	1.56	2.64	2.05										0.45	0.42	0.56	0.45			0.55	0.51	0.76	0.81											
Lu	0.39	0.24	0.37		0.21	0.24	0.44	0.33										0.07	0.06	0.09	0.07			0.09	0.08	0.13	0.12											
Mo	1.00	0.72	6.01		121.00	0.84	46.00	1.53										2.13	37.90	17.10	34.90			6.26	35.00	1.71	0.92											
Pb	0.14	41.50	10.10		12.60	30.40	39.80	23.40										12.10	13.90	13.20	10.60			11.70	51.70	11.30	3.19											
Th	3.30	4.84	9.19		2.15	2.72	11.50	9.28										2.13	2.68	2.48	2.32			2.43	2.66	11.80	2.43											
U	0.81	0.94	2.30		0.78	1.02	3.55	2.88										0.63	1.77	1.03	0.94			0.95	1.03	2.80	0.85											
Cl(°)		< 50	136	104	< 50	93	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50	< 50							
F(°)		< 500	< 500	500	630	< 500	< 500	803	< 500	767	< 500	< 500	634	< 500	1047	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500	< 500							
S(°)	1000	1950	5781	< 550	8889	6616	12548	20239	3337	< 550	2433	6585	11095	5525	19205	2577	6861	4340	4132	5176	8359	4201	2141	3009	8407	8321	12373	11749										
PS: (°): análises efetuadas com FRX, demais com ICP-MS																																						

PS: (°): análises efetuadas com FRX, demais com ICP-MS.

Andesito biotitização

EE-17(IV) Campo 4 Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	Vv (%)	TH(L-V)	sal.	dfuido	XH2O	XNa	XCl
*1	1	-49	-0.9	-2.8	22	263.8	4.7	0.8207	0.9709	0.0146	0.0146
*2	1	-49	-0.4	-2.3	15	214.6	3.9	0.8809	0.9758	0.0121	0.0121
*3	1	-49	-1.5	-3.4	8	122.4	5.6	0.9747	0.9651	0.0174	0.0174
*4	1		-0.4	-2.3	20	253.6	3.9	0.8276	0.9758	0.0121	0.0121
*5	1		-0.4	-2.3	20	252.9	3.9	0.8286	0.9758	0.0121	0.0121
*6	1		-0.4	-2.3	21	261.4	3.9	0.8154	0.9758	0.0121	0.0121
*7	1		-0.3	-2.2	20	247.9	3.8	0.8344	0.9768	0.0116	0.0116
*8	1		-0.4	-2.3	21	258.1	3.9	0.8206	0.9758	0.0121	0.0121
*9	1		-0.5	-2.4	15		4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*10	1		-0.6	-2.5	27	295.9	4.2	0.8225	0.9738	0.0131	0.0131
*11	1		-0.7	-2.6	26	290.9	4.4	0.8028	0.9729	0.0136	0.0136
*12	1		-0.6	-2.5	16	220.8	4.2	0.8760	0.9738	0.0131	0.0131
*13	1		-0.3	-2.2	15		3.8	0.8710	0.9768	0.0116	0.0116
*14	1		-0.5	-2.4	17	137.4	4.1	0.8524	0.9748	0.0126	0.0126
*15	1		-0.7	-2.6	8	203.3	4.4	0.8980	0.9729	0.0136	0.0136
*16	1		-0.4	-2.3	17		3.9	0.8515	0.9758	0.0121	0.0121
*17	1		-0.3	-2.2	15	216.8	3.8	0.8768	0.9768	0.0116	0.0116
18	1				20	268.9					
*19	1		-0.6	-2.5	15		4.2	0.8739	0.9738	0.0131	0.0131
*20	1		-0.6	-2.5	15	210.7	4.2	0.8882	0.9738	0.0131	0.0131
*21	1		-0.6	-2.5	16	225.6	4.2	0.8700	0.9738	0.0131	0.0131
*22	1		-0.6	-2.5	15		4.2	0.8739	0.9738	0.0131	0.0131
*23	1	-50	-0.2	-2.1	19	245.0	3.6	0.8370	0.9778	0.0111	0.0111
*24	1	-50	-0.5	-2.4	29	306.8	4.1	0.7363	0.9748	0.0126	0.0126

EE-17(IV) Campo 5 Zona B Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	V	TH(L-V)	sal.	dfuido	XH2O	XNa	XCl
*1	1		-0.7	-2.6	21	257.7	4.4	0.8266	0.9729	0.0136	0.0136
*2	1		-0.8	-2.7	18	235.0	4.6	0.8606	0.9719	0.0141	0.0141
*3	1		-0.5	-2.4	19	250.0	4.1	0.8347	0.9748	0.0126	0.0126
*4	1		-0.3	-2.2	19	246.8	3.8	0.8360	0.9768	0.0116	0.0116
*5	1		-0.6	-2.5	15	331,9(?)	4.2	0.8739	0.9738	0.0131	0.0131
*6	1		-0.5	-2.4	15	387,5(??)	4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*7	1		-0.3	-2.2	10	327,0(?)	3.8	0.9222	0.9768	0.0116	0.0116
*8	1		-0.5	-2.4	15		4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*9	1		-0.6	-2.5	15		4.2	0.8739	0.9738	0.0131	0.0131
*10	1		-0.5	-2.4	20		4.1	0.8216	0.9748	0.0126	0.0126
*11	1		-1.0	-2.9	15		4.9	0.8777	0.9699	0.0150	0.0150
*12	1		-0.3	-2.2	20	319,5(?)	3.7	0.8198	0.9768	0.0116	0.0116
*13	1		-0.5	-2.4	20		4.1	0.8216	0.9748	0.0126	0.0126
*14	1		-0.5	-2.4	23	269.4	4.1	0.8044	0.9748	0.0126	0.0126
*15	1		-0.4	-2.3	18		3.9	0.8412	0.9758	0.0121	0.0121
*16	1		-0.5	-2.4	25	282.8	4.1	0.7815	0.9748	0.0126	0.0126
*17	1		-0.4	-2.3	17		3.9	0.8515	0.9758	0.0121	0.0121
*18	1		-0.5	-2.4	15		4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*19	1		-0.3	-2.2	18		3.8	0.8403	0.9768	0.0116	0.0116
*20	1		-0.5	-2.4	15	392,3(??)	4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*21	1		-0.4	-2.3	22	263.8	3.9	0.8116	0.9758	0.0121	0.0121

EE-17(IV) Campo 5 Zona APg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	V	TH(L-V)	sal.	dfluido	XH2O	Xna	XCl
*1	1		-0.3	-2.2	15		3.8	0.8710	0.9768	0.0116	0.0116
*2	1		-0.5	-2.4	15		4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*3	1		-0.4	-2.3	15		3.9	0.8720	0.9758	0.0121	0.0121
*4	1		-0.2	-2.1	12		3.6	0.9008	0.9778	0.0111	0.0111
*5	1		-0.4	-2.3	15		3.9	0.8720	0.9758	0.0121	0.0121
*6	1		-0.3	-2.2	15		3.8	0.8710	0.9768	0.0116	0.0116
*7	1		-0.3	-2.2	12		3.8	0.9018	0.9768	0.0116	0.0116

EE-17(IV) Campo 5 Zona C Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	Vv (%)	TH(L-V)	sal.	dfluido	XH2O	Xna	XCl
*1	1		-1.4	-3.3	10		5.5	0.9332	0.9661	0.0170	0.0170
2	1				10						
*3	1		-0.7	-2.6	17		4.4	0.8542	0.9729	0.0136	0.0136
*4	1		-0.7	-2.6	12		4.4	0.9057	0.9729	0.0136	0.0136
*5	1		-0.7	-2.6	20		4.4	0.8234	0.9729	0.0136	0.0136
*6	1		-0.4	-2.3	15		3.9	0.8720	0.9758	0.0121	0.0121
*7	1		-0.7	-2.6	15		4.4	0.8748	0.9729	0.0136	0.0136
*8	1		-0.3	-2.2	15		3.8	0.8710	0.9768	0.0116	0.0116
*9	1		-0.4	-2.3	17		3.9	0.8515	0.9758	0.0121	0.0121
*10	1		-0.3	-2.2	15		3.8	0.8710	0.9768	0.0116	0.0116
*11	1		-0.4	-2.3	15		3.9	0.8720	0.9758	0.0121	0.0121
*12	1		-0.4	-2.3	15		3.9	0.8720	0.9758	0.0121	0.0121
*13	1		-0.6	-2.5	15		4.2	0.8739	0.9738	0.0131	0.0131
*14	1		-0.6	-2.5	15		4.2	0.8739	0.9738	0.0131	0.0131
*15	1		-0.4	-2.3	12		3.9	0.9027	0.9758	0.0121	0.0121
*16	1		-0.8	-2.7	12		4.6	0.9067	0.9719	0.0141	0.0141

EE-17(IV) Campo 6 1 Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	V(%)	TH(L-V)	sal.	dfluido	XH2O	Xna	XCl
*1	1	-74.3	-1.5	-3.4	19	243.0	5.6	0.8604	0.9651	0.0174	0.0174
*2	1	-74.9	-1.5	-3.4	16	224.4	5.6	0.8839	0.9651	0.0174	0.0174
*3	1	-71.0	-1.4	-3.3	15	361,5(???)	5.5	0.8813	0.9661	0.0170	0.0170
*4	1		-1.9	-3.8	17	362,9(?)	6.2	0.8650	0.9614	0.0193	0.0193
*5	1		-1.1	-3	20	363,7(?)	5.0	0.8269	0.9690	0.0155	0.0155
*6	1		-1.3	-3.2	15	336,9(?)	5.3	0.8804	0.9670	0.0165	0.0165
*7	1	-73.9	-1.3	-3.2	17		5.3	0.8597	0.9670	0.0165	0.0165
*8	1	-74.4	-1.3	-3.2	15		5.3	0.8804	0.9670	0.0165	0.0165
*9	1		-1.5	-3.4	15	338,9(??)	5.6	0.8823	0.9651	0.0174	0.0174
*10	1		-0.6	-2.5	12		4.2	0.9047	0.9738	0.0131	0.0131
*11	1		-1.6	-3.5	15		5.8	0.8832	0.9642	0.0179	0.0179
*12	1	~-74,0	-1.3	-3.2	20	365,9(?)	5.3	0.8286	0.9670	0.0165	0.0165

EE-17(I) Campo6 Zona A Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	V (%)	TH(L-V)	sal.	dfluido	XH2O	Xna	XCI
*1	1	-72.3	-1.7	-3.6	12		5.9	0.9153	0.9632	0.0184	0.0184
*2	1		-1.6	-3.5	15		5.8	0.8832	0.9642	0.0179	0.0179
*3	1	-71.5	-1.5	-3.4	15		5.6	0.8823	0.9651	0.0174	0.0174
*4	1	-72.4	-1.3	-3.2	12		5.3	0.9115	0.9670	0.0165	0.0165
*5	1		-1.7	-3.6	15		5.9	0.8841	0.9632	0.0184	0.0184
*6	1		-1.4	-3.3	12		5.5	0.9124	0.9661	0.0170	0.0170
7	1	-70.4			15						
*8	1	-72.8	-1.4	-3.3	17		5.5	0.8606	0.9661	0.0170	0.0170
*9	1	-70.5	-1.3	-3.2	12		5.3	0.9115	0.9670	0.0165	0.0165
*10	1		-1.3	-3.2	17		5.3	0.8597	0.9670	0.0165	0.0165

EE-17(I) Campo7 Zona A Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	Vv (%)	TH(L-V)	sal.	dfluido	XH2O	Xna	XCI
*1	1		-1.0	-2.9	25	283.5	4.9	0.7904	0.9699	0.0150	0.0150
*2	1		1.0	-0.9	21	255.4	1.6	0.7983	0.9902	0.0049	0.0049
*3	1		-0.1	-2	17		3.4	0.8486	0.9788	0.0106	0.0106
*4	1	-70.2	0.4	-1.5	19	241.9	2.6	0.8313	0.9839	0.0080	0.0080
5	1				10	271.2					
*6	1		0.8	-1.1	24	272.2	1.9	0.7728	0.9881	0.0060	0.0060
*7	1		-0.1	-2	23	268.8	3.4	0.7976	0.9788	0.0106	0.0106
*8	1		0.1	-1.8	22	261.7	3.1	0.8055	0.9809	0.0096	0.0096
*9	1		0.1	-1.8	24	275.5	3.1	0.7819	0.9809	0.0096	0.0096
*10	1		-0.3	-2.2	10		3.8	0.9222	0.9768	0.0116	0.0116
*11	1		-0.1	-2	19	246.9	3.4	0.8325	0.9788	0.0106	0.0106
*12	1		0.1	-1.8	28	297.2	3.1	0.7411	0.9809	0.0096	0.0096
*13	1		0.2	-1.7	15		2.9	0.8661	0.9819	0.0091	0.0091
*14	1		0.4	-1.5	15		2.6	0.8642	0.9839	0.0080	0.0080
*15	1		-0.1	-2	17	229.9	3.4	0.8568	0.9788	0.0106	0.0106

EE-17(I) Campo7 Zona B Pg Andes											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	Vv (%)	TH(L-V)	sal.	dfluido	XH2O	Xna	XCI
*1	1		0.1	-1.8	12		3.1	0.8977	0.9809	0.0096	0.0096
*2	1		0	-1.9	20		3.3	0.8170	0.9798	0.0101	0.0101
*3	1		0	-1.9	12		3.3	0.8987	0.9798	0.0101	0.0101
*4	1		0.2	-1.7	20		2.9	0.8152	0.9819	0.0091	0.0091
*5'	1		-4.3	-6.2	10		9.6	0.9593	0.9403	0.0299	0.0299
*5	1		0	-1.9	10		3.3	0.9192	0.9798	0.0101	0.0101
*6	1		-0.3	-2.2	15		3.8	0.8710	0.9768	0.0116	0.0116
*7	1		-2.3	-4.2	15		6.8	0.8894	0.9577	0.0212	0.0212
8	1				12						
*9	1		0.3	-1.6	17		2.8	0.8448	0.9829	0.0085	0.0085
*10	1		0.3	-1.6	15		2.8	0.8651	0.9829	0.0085	0.0085
*11	1		0.5	-1.4	15		2.4	0.8632	0.9850	0.0075	0.0075
*12	1		0.4	-1.5	12		2.6	0.8947	0.9839	0.0080	0.0080
*13	1		0.7	-1.2	15		2.1	0.8611	0.9870	0.0065	0.0065
*14	1		0.4	-1.5	15		2.6	0.8642	0.9839	0.0080	0.0080

IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	TH(L-V)	Vv (%)	sal.	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1 (1oc)		0.5	-1.4	329.7	35.5	2.4	0.6595	0.9850	0.0075	0.0075
*2	3 (1op)		-24.5	-26.4	"334,4?	29.4	27.1	0.9175	0.8294	0.0853	0.0853
*3	1		-0.4	-2.3	325	33	3.9	0.6957	0.9758	0.0121	0.0121
*4	1		-2.2	-4.1		25	6.7	0.7840	0.9586	0.0207	0.0207
*5	1 (1oc)		-5.6	-7.5	320	27.3	11.3	0.8114	0.9299	0.0351	0.0351
*6	1 (1oc, 1op)		-5.8	-7.7	319.5	27.2	11.5	0.8151	0.9283	0.0358	0.0358
*7	1 (1oc, 1op)		-9.8	-11.7	330.1	27.3	16	0.8493	0.9004	0.0498	0.0498
8	1 (1oc)				276	20					
9	1 (1oc)				168	10					
*10	1		-0.4	-2.3	312.2	30.4	3.9	0.7229	0.9758	0.0121	0.0121
*11	1 (1oc, 1op)		-5.2	-7.1	308.9	26	10.8	0.8222	0.9330	0.0335	0.0335
*12	1 (3 oc)		-2.7	-4.6	"334,4?	31.8	7.4	0.7327	0.9541	0.0230	0.0230
*13	1 (1oc)		0.3	-1.6	330.4	35.3	2.8	0.6637	0.9829	0.0085	0.0085
*14	1 (1oc, 1op)		-4.3	-6.2	321.6	28.3	9.6	0.7877	0.9403	0.0299	0.0299
*15	1 (1op)		-4.7	-6.6	313.2	26.8	10.1	0.8080	0.9370	0.0315	0.0315
*16	1 (1op, 2oc)		-11.3	-13.2	301	24.4	17.4	0.8963	0.8912	0.0544	0.0544
*17	1		-3.7	-5.6		10	8.8	0.9542	0.9453	0.0273	0.0273
*a	1		-0.2	-2.1		27	3.6	0.7472	0.9778	0.0111	0.0111
*18	1 (1op)	-69	-11.5	-13.4	274.6	22.1	17.6	0.9245	0.8900	0.0550	0.0550
*19	1		0	-1.9	321.6	32.9	3.3	0.6924	0.9799	0.0101	0.0101
*20	3 (1op, 2oc)	-55.9	-24.5	-26.4	314	27.9	27.1	0.9365	0.8294	0.0853	0.0853
*21	1		-2.2	-4.1	303	26.9	6.7	0.7804	0.9586	0.0207	0.0207
*22	1		-0.3	-2.2	"316/322	31.9	3.7	0.7061	0.9768	0.0116	0.0116
23	3		-22		263.4	23.7	25.6				
*24	1		0.4	-1.5		17	2.6	0.8438	0.9839	0.0080	0.0080
*25	3 (1op)	"-76,5?	-30.6	-32.5	149.3	13.9	30.3	1.1535	0.8091	0.0955	0.0955
*26	1		-16	-17.9	"214,9?	18.9	21.4	0.9990	0.8657	0.0672	0.0672
*27	1		-0.2	-2.1	318.5	31.9	3.6	0.7045	0.9778	0.0111	0.0111
d	1										
b	1 (1op)										
c	1				336.8	35					
*i	1		-0.2	-2.1	312.4	30.7	3.6	0.7175	0.9778	0.0111	0.0111

campo 1										
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	Vv (%)	sal	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1 (1op)	-57.9	-1.6	-2.5	27	4.3	0.7505	0.9738	0.0131	0.0131
*2	1	<-50	-2.8	-4.7	20	7.6	0.8411	0.9532	0.0234	0.0234
*3	1 (1op)		-1.9	-3.8	15	6.2	0.8859	0.9614	0.0193	0.0193
*4	1 (1op)		0.9	-1	17	1.8	0.8389	0.9891	0.0054	0.0054
*5	3 (2op)	"-53?	-23.5	-25.4	13	26.5	1.0307	0.8332	0.0834	0.0834
*6	1		0.5	-1.4	10	2.4	0.9139	0.9850	0.0075	0.0075
7	3 verificar pela sal(1op	<-44,6	-20.2	22.1	10	24.5	1.0530	0.8464	0.0768	0.0768

campo 3											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	TH(L-V)	Vv (%)	alinidad	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1 (1opT)	-59.8	-0.3	-2.2	329.3	34.1	3.7	0.6834	0.9768	0.0116	0.0116
*2	1 (1op)		-2.2	-4.1	342.8	34.1	6.7	0.7038	0.9586	0.0207	0.0207
*3	1 (1op)		-3.2	-5.1	356.9	35.5	8.1	0.6984	0.9496	0.0252	0.0252
*4	(1op, 1oc)		"-5,5?	-7.4	279.7	22.3	11.2	0.8663	0.9307	0.0347	0.0347
*5	1		-5.5	-7.4		10	11.2	0.9689	0.9307	0.0347	0.0347
*6	1		-0.3	-2.2		20	3.7	0.8198	0.9768	0.0116	0.0116
7	3 (1oc)				373.2	40					
8	1				280.1	20					
*9	(1op, 1oc)		-0.3	-2.2	345.8	37.8	3.7	0.6447	0.9768	0.0116	0.0116
*10	1 (1op)		0.6	-1.3	330.7	36	2.3	0.6540	0.9860	0.0070	0.0070
*11	1 (2oc)		0.2	-1.7		27	2.9	0.7439	0.9819	0.0091	0.0091
12	1 (1oc)					20					
*13	(1oc, 1ol)	-48.3	1	-0.9	"372,6?	30	1.6	0.5275	0.9902	0.0049	0.0049
*14	(1oc, 1op)	-54	-0.3	-2.2	332.3	35	3.7	0.6766	0.9768	0.0116	0.0116
*15	(2oc, 1op)		-0.1	-2	320.4	32.4	3.4	0.6977	0.9788	0.0106	0.0106
*16	1 (3 oc)		0.9	-1	364.5	30	1.8	0.5549	0.9891	0.0054	0.0054
*17	1		1.1	-0.8	325.3	35.6	1.4	0.6519	0.9912	0.0044	0.0044
*18	3		-21.7	-23.6	"272,6?	24.3	25.4	0.9684	0.8402	0.0799	0.0799
*19	1? (1op)		-20	-21.9	259.2	22.9	24.3	0.9756	0.8473	0.0764	0.0764
**20	(3op, 1oc)				289.6	20	55	1.0121	0.5704	0.2148	0.2148
*21	1 (1oc)		1.2	-0.7	374.6	30	1.3	0.5136	0.9923	0.0039	0.0039
22	(1op, 1o	-54.4			"362,7?	30					
23	(1oc, 1op)					10					
a	1 (1oc)					27					
b	1					17					

EE-17(I) protólit possiv andesito											
campo 1'			qz-matriz								
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	TH(L-V)	Vv (%)	alinidad	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1 (sols oc)		-2	-3.9	118,1?ante	29.7	6.4	0.7487	0.9604	0.0198	0.0198
*2	(2op, 1oc)		-1.7	-2.6		15	4.4	0.8748	0.9729	0.0136	0.0136
*3	1		-0.1	-2		10	3.4	0.9202	0.9788	0.0106	0.0106
4	1 (1oc)					13					
*5	1 (1oc)		-3.2	-5.1		10	8.1	0.9498	0.9496	0.0252	0.0252
a	1 (1oc)		"-4/-0,3?			15					
6	(1oc, 1op)				325	30					
*7	1		"-19,3?	-21.2		20	23.8	0.9326	0.8503	0.0748	0.0748
*8	1 (1oc)		-3.2	-5.1		15	8.1	0.8971	0.9496	0.0252	0.0252
9	(1oc, 1op)					10					
*10	1 (2oc)		"-14,9?	-16.8	311.5	25.7	20.6	0.9078	0.8712	0.0644	0.0644
*11	1 (1oc)		-2	-3.9	291.5	25.2	6.4	0.7962	0.9604	0.0198	0.0198
*12	1 (2op)		-17.8	-19.7	221.8	19.8	22.8	1.0008	0.8571	0.0715	0.0715
*13	(1op, 1oc?)		-3.4	-5.3	323.2	29.2	8.4	0.7683	0.9479	0.0260	0.0260
*14	1 (1op)		-0.5	-2.4	"315?	30.8	3.1	0.7196	0.9748	0.0126	0.0126
*15	1 (1oc)		-4.4	-6.3	319	27.8	9.8	0.7937	0.9395	0.0303	0.0303
*16	1 (1oc)		-0.8	-2.7	323.9	32.2	4.6	0.7085	0.9719	0.0141	0.0141
*17	p, 1solV,	-47.5	-10.3	-12.2	315.5	25.7	16.5	0.8720	0.8973	0.0514	0.0514
*18	1 (1oc)		0.1	-1.8	300.4	28.7	3.1	0.7347	0.9809	0.0096	0.0096
19	3 (1op)					10					
20	1? (3 sol)					10					
b	1? (1sol)				337.8	32					
c											
d	1					15					
e	1				260.6	17					

EE 17(IV) Veio de Qz -Kfd no andesito												
campo 1												
IF	Tipo	TE	Tfg	fg col	Vv (%)	sal.	Th(L-V)	Tds	dfluido	XH2O	Xna	XCl
*1	1	-66.5	-6.3	-8.2	26.6	12.1	316.6		0.8265	0.9246	0.0377	0.0377
2	1		-3.7	-5.6	27.9	8.8	283.7		0.7854	0.9453	0.0273	0.0273
3	1 (1oc)	-54.8	-0.4	-2.3	23	3.9			0.7899	0.9758	0.0121	0.0121
4	3 (1 op)		-23.3	-25.2	26.8	>26,4Na	301.9		0.9453	0.8339	0.0830	0.0830
5	1		-0.6	-2.5	37.3	4.2	346.2		0.6528	0.9738	0.0131	0.0131
*6	3 (1op)											
7	1		-1.4	-3.3	33	5.5			0.6947	0.9661	0.0170	0.0170
8*	1		-1.7	-3.6	25	5.9			0.7801	0.9632	0.0184	0.0184
9	1	-64.7	-0.9	-2.8	32.8	4.7	327.6		0.7032	0.9709	0.0146	0.0146
10	1	-50	-1.1	-3	38.3	5.0	354.5		0.6476	0.9690	0.0155	0.0155
11	1	-49.9	-0.7	-2.6	37.5	4.4	347.5		0.6526	0.9729	0.0136	0.0136
12	1		-0.9	-2.8	35.2	4.7	339		0.6781	0.9709	0.0146	0.0146
13	3 (1op)		-22.3	-24.2	25.8	61	300.9	553	0.9791	0.8767		0.0822
14	1		-1.2	-3.1	32.5	5.2	328.3		0.7094	0.9680	0.0160	0.0160
15*	3	-53	-26.5	-28.4	29	>28,2Na	320.9		0.9332	0.8223	0.0888	0.0888
16*	1		-1.4	-3.3	30.9	5.5	321.4		0.7285	0.9661	0.0170	0.0170
17*	1 (1op)	-53.8	-1.2	-3.1	32.2	5.2	326.4		0.7134	0.9680	0.0160	0.0160
18	1				30		324.8					
19*	1 (1oc)		-1	-2.9	32.6	4.9	327.1		0.7069	0.9699	0.0150	0.0150
20*	1		-2.5	-4.4	14.1	7.1	201.5		0.9205	0.9559	0.0221	0.0221
21	1											
22	3 (1op)				15	57	253.3	>528				
23	3 (1op)											
24	1 (1oc)				30		330.3					
25*	1		-2.6	-4.5	31.1	7.3	329.4		0.7402	0.9550	0.0225	0.0225
26*	1		-3	-4.9	27.9	7.8	312.9		0.7787	0.9514	0.0243	0.0243
27*	1 (1oc)		-3.1	-5	30.8	8.0	330.9		0.7481	0.9505	0.0247	0.0247
28*	1 (1oc)	-57	-2.9	-4.8	30	7.7			0.7367	0.9523	0.0239	0.0239
29*	1 (1oc)	-55.5	-13.5	-15.4	17	19			0.9416	0.8786	0.0607	0.0607
30*	1		-2.1	-4	13	7			0.9085	0.9595	0.0202	0.0202
31*	1 (1op)		-2.9	-4.8	20	7.7			0.8419	0.9523	0.0239	0.0239
32	1 (1oc)											
33	1 (2oc)											
34	3 (1op, 1solV)											
35	3 (2oc)											
36	3				16	63	272.2	562				
37	3 (1op)				20	59	330	<547				
38	3 (1op)											
39*	1		-6	-7.9	7	11.8			1.0052	0.9268	0.0366	0.0366
40*	1 (1op)		-2.6	-4.5	17	7.3			0.8710	0.9550	0.0225	0.0225
41	1 (1oc)											
42*	1 (1oc, 1op)		-12.6	-14.5	15	18.6			0.9595	0.8836	0.0582	0.0582
43	1 (1oc)											
44	1 (1oc)											
45*	1		-4.2	-6.1	22	9.5			0.8306	0.9411	0.0294	0.0294
X*	1		-1.6	-3.5	35	5.8			0.6754	0.9642	0.0179	0.0179
Y*	1		-2	-3.9	17	6.4			0.8659	0.9604	0.0198	0.0198

IF (tipo)	(tipo)	TE	Tfg	TfCl	TfgClcon	ThCO2	Vv	ThL-V	tipo Hom	Td sol	Tcrep	sal	dens	XH2O	XNa	XCl	XCO2
1	1	-50.7	-2.6		-4.5		20					7.3	0.8395	0.9550	0.0225	0.0225	
2	4			9.6	"Cl(7,7)		90	385.7	G			0.1	0.0999	0.9993	0.0004	0.0004	
3	4	-56.7	"-3,5?		-5.4		54.2	> 595	L	243.4		8.5	0.6608	0.7590	0.1205	0.1205	
4	2																
5	3 opT, 3 sol	-74.9	-31.7		-33.6		15	177.4	L			30.8	1.1152	0.8058	0.0971	0.0971	
6	1 (1 op)*	-76.6	-28.5		-30.4		19.7	201.2	L			22.3	1.0658	0.8156	0.0922	0.0922	
7	3 (2 sol, 1 op	-72	-54.3		-56.2		35	> 595				34	0.6412	0.7986	0.1007	0.1007	
8	3 (1 opT)*	-79	-41.7		-43.6		32	596.8	L			32	0.6458	0.7986	0.1007	0.1007	
9	3, 1 op, 1 s	-90	-36		-37.9		35	590.1	L			32	0.6553	0.7986	0.1007	0.1007	
10	3 (1 op)	-86.3	-42.9		-44.8		17	259.4	L	233		32.5	1.0341	0.7712	0.1144	0.1144	
11	3 (1 op)	-77	-38		-39.9		17	287.3	L	334.9		40	1.0552	0.7088	0.1456	0.1456	
12	1 (1 sol)		-6.7		-8.6		10					12.6	0.97806	0.9216	0.0392	0.0392	
13	1 (1 sol)	-72.5	-4.7		-6.6		30.5	337.4	L			10.1	0.76778	0.9370	0.0315	0.0315	
14	2 (1 sol, 1 op	-71.7					50	> 595	L								
15	2						95	> 595	L								
16	4			6.3	"Cl(4,4)	32,0 g	90	595.9	G			8.2	0.4088	0.4014	0.0088	0.0088	0.5811
17	4 (1 op T)		-1.3	9.7	"Cl(7,8)-3,2		85	529.4	G			0.1	0.2235	0.8221	0.0003	0.0003	0.1772
18	1 (1 sol, 1 op)						42	526.9	L								
19	1 (1 sol)						39	438.7	L								
20	3 (1 op T)	-74.2	-43.9		-45.8		20	292.6	L			32	0.9705	0.7986	0.1007	0.1007	
21	1		-11		-12.9		20.4	254.6	L			17.1	0.9401	0.8930	0.0535	0.0535	
22	1(1 sol)		-0.6		-2.5		20.4	254.6	L			4.2	0.8295	0.9738	0.0131	0.0131	
23	1 (1 sol)		-6		-7.9		7					11.8	1.0052	0.9268	0.0366	0.0366	
24	1 (1 op, 1 sol)		-12.8		-14.7		13	343.5	L	381,6 (1s)4,8 c,1s		43.5	0.9053	0.6782	0.1609	0.1609	
25	1 (1 sol, 2 op)						30	417.9	L								
26	1 (1 sol, 1 op)						35	537.8	L								
27	2						75										
28	2						85										
29	1 (2 sol, 1 op)						30	351.5	L								
30	1 (1 sol)						25	328.4									
31	1		-14		-15.9		26	317.4	L			19.8	0.8967	0.8759	0.0620	0.0620	
32	1		-1.6		-3.5		10					5.8	0.9351	0.9642	0.0179	0.0179	
33	1		1.2		-0.7		13.2	198.9	L			1.3	0.8777	0.9923	0.0039	0.0039	
34	1 (1 solT)						45	> 595									
35	3 (1 opT)?						10	não vi		389,4 e 476,1							
36	1(1 op)		1.3		-0.6		36.3	326.3	L			1.1	0.6433	0.9933	0.0033	0.0033	
37	2 (1 sol)						45										
38	1 (1 sol)						35	> 595	L								
39	2 (1 op T)		-6.8		-8.7		70					12.7	1.0114	0.9209	0.0396	0.0396	
40	(1op T, 1 sol)						35	368.4	L								
41	1 (1 op 1 sol)						20	262.7	L								
42	1 (1 sol oc)						10	183.1	L								
43	2						90	375.6	G								
44	2						65										
45	2 (1 op)						60	471.6	G								
X	2		-4		-5.9		50.6	430.9	G			9.2	0.5407	0.9428	0.0286	0.0286	
40a	2 (1 op)		-3.3		-5.2		63.6	470.1	G			8.3	0.3942	0.9488	0.0256	0.0256	

R - 1	cp6'	caco C	quartzo da Matriz									
IF (tipo)	IF (tipo)	TfCO2	TE	Tfg	Tfgcorr	Vv	Th(L-V)	sal	dens	XH2O	XNa	XCl
1	1(1 sol, 1 op(		-60.8	-2.4	-4.3	27		7.0	0.7646	0.9568	0.0216	0.0216
2	1(1 op T)		-65	-9.4	-11.3	13		15.6	0.9635	0.9030	0.0485	0.0485
3	3		-74.3	-46.4	-48.3	9		"(>32)	1.1133	0.7986	0.1007	0.1007
3'	3		-68.1	-23	-24.9	24		26.2	0.9461	0.8351	0.0825	0.0825
4	3 (1 op)		-75.1	-48.7	-50.6	20		"(>34)	0.9787	0.7986	0.1007	0.1007
5	1 (2 sols oc)		-65	-14.5	-16.4	20		20.2	0.9122	0.8733	0.0633	0.0633
6	1			-11.4	-13.3	20		17.5	0.8970	0.8906	0.0547	0.0547
7	1 (1 op)		-70.4	-11.4	-13.3	35		17.5	0.7288	0.8906	0.0547	0.0547
8	1 (1 op, 1 oc)			-7.3	-9.2	15		13.3	0.9278	0.9172	0.0414	0.0414
9	1 (2 op, 1 oc)			-11.6	-13.5	25		17.7	0.8419	0.8894	0.0553	0.0553
10	3					15						
11	3 (1 op)	-64.7		-27.5	-29.4	10		28.8	1.0806	0.8189	0.0905	0.0905
12	1			-1.4	-3.3	10		5.5	0.9332	0.9661	0.0170	0.0170
13	1 (1 oc)			-0.8	-2.7	10		4.6	0.9273	0.9719	0.0141	0.0141
14	3 (1 op)		-69.7	-25.4	-27.3	10		27.6	1.0733	0.8262	0.0869	0.0869
15	3					10						
16	1(1op)		-54.9	-10.5	-12.4	10		16.7	1.0036	0.8960	0.0520	0.0520
17	1 (1 op)					10						
18	1 (1 op)			-4.2	-6.1	23		9.5	0.8200	0.9411	0.0294	0.0294
19	1 (1op, 1 oc)			-2.1	-4	23		6.5	0.8041	0.9595	0.0202	0.0202
20	1 (,1 op)			-3.3	-5.2	10		8.3	0.9507	0.9488	0.0256	0.0256
21						40						
22												
23	1			-3.3	-5.2	10		8.3	0.9507	0.9488	0.0256	0.0256
24	1 (1op)			-11.3	-13.2	20		17.4	0.8964	0.8912	0.0544	0.0544
25						10						
A1(1)	1					10						
A (1)	1					7						

R - 1	cp 8	caco E	quartzo da Matriz											
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfgcorr	Vv	Vsol	Thtot	tipo Hom	d sol	sal	dens	XH2O	XNa	XCl
*1	1	-77.6	-2.6	-4.5	13.2	sol	190.6	L		7.3	0.9318	0.9550	0.0225	0.0225
*2	1 (1 op, 1 sol)	-94.1	-0.3	-2.2	15.2	10	215.0	L		3.8	0.8790	0.9768	0.0116	0.0116
*3	1 (1 sol, 1 op)	-94.3	-2.5	-4.4	15.1	sol 10 op?	211.6	L		7.1	0.9102	0.9559	0.0221	0.0221
*4	1 (1sol)	-72.5	-2.3	-4.2	11.8	opaco?	174.6	L		6.8	0.9431	0.9577	0.0212	0.0212
*5	1	-85.8	-0.6	-2.5	16.9		229.1	L		4.2	0.8654	0.9738	0.0131	0.0131
*6	1	-56.3	-3.3	-5.2	18.7	?	246.0	L		8.3	0.8810	0.9488	0.0256	0.0256
*7	1	-66.2	-2.3	-4.2	16.7	sol	227.5	L		6.8	0.8904	0.9577	0.0212	0.0212
*8	1 (1 sol)	-85.0	-2.9	-4.8	13.6	sol 25	193.6	L		7.7	0.9320	0.9523	0.0239	0.0239
*9	1	-64.1	-6.5	-8.4	30.9	?	348.3	L		12.4	0.7801	0.9231	0.0385	0.0385
*10	1	-74.7	-3.5	-5.4	33.9	?	350.3	L		8.5	0.7190	0.9470	0.0265	0.0265
*11	1 (1 sol, 1 op)	-48.9	-4.3	-6.2	30	50	416crep	I		9.6	0.5898	0.9403	0.0299	0.0299
*12	2 (2 sol, 1 op)	-47.1	-2.6	-4.5	50.2	varios70	416crep	I		7.3	0.5350	0.9550	0.0225	0.0225
*13	2		-3.4	-5.3	80		567.3	G		8.4	0.0078	0.9480	0.0260	0.0260
14	2				70		474,9?	G						
*15	2 (1 op)	-52.8	-9.5	-11.4	82.2		595Nhom	G		15.7	0.2073	0.9023	0.0488	0.0488
16	2 (1op)	-52.5			80		584.0	G						
*17	2		-7.0	-8.9	80					13.0	0.2178	0.9194	0.0403	0.0403
18	1?				10	40	169.0	L						
19	3				10	15	>425???	L	> 425	>47,5				
20					15	20								
1a	1 (sols)				15	sol 20	224.7	L						
2a	1 (1op, 1 sol)				13		252.7	L						
2b	3?				15	15	245	L						
*2c	1 (2?)		-8.1	-10.0	59.1		501.9	G		14.2	0.4700	0.9116	0.0442	0.0442
2d	3 (1 solIV)	-58.9	-34.1		10.0	35	376	L		31	0.8850	0.8044	0.0978	0.0978
2e	1 (sols)				10	vários 50	232	L						
3a					17									
5a	1 (1 op)				25	vários 20	405	L						
6a	3 (sols, 1sol V)				10	vários 30	572 crep	L	>572	65.0				
X	2 (2 op , 1 T)				70									
Y	3				10	30	172.8	L	>357crep	41.0				
Z	3				15		264.7		>425	47.5				

Am O-3	Campo 1	Qz matriz		Pórfiro II									
IF	Tipo	TE	Tfg	Tfg corr	TH(L-V)	tipo H	Tds	Vv	salinidade	dfluido	XH2O	XNa	XCl
1	1 (c/ 1op)		-1.1	-3	244.1	L		18.8	5	0.8529	0.9690	0.0155	0.0155
2	1		-1.3	-5.2		L		17	8.3	0.8768	0.9488	0.0256	0.0256
3	1 (c/ 1op)		-2.3	-4.2	292.6	L		25.2	6.8	0.7999	0.9577	0.0212	0.0212
4	1		-1.1	-3		L		15	5	0.8786	0.9690	0.0155	0.0155
5	1 (c/ 1 sol)		-0.7	-2.6		L		15	4.4	0.8748	0.9729	0.0136	0.0136
6	1 (c/ 1 op)		-0.7	-2.6	"330/340	L		34.7	4.4	0.6816	0.9729	0.0136	0.0136
7	3 (c/ 1op)?	nãomuda				L		20	salina>26,3				
8	1 (c/ 1op)		-0.9	-2.8	335	L		33.3	4.7	0.6983	0.9709	0.0146	0.0146
9	3 (c/ 1 op e 1 sol)	nãomuda			371.4	L		15	salina>26,3				
10	3 (c/ 1 op)	não muda				L		10	salina>26,3				
11	1		0	-1.9	252.5	L		20.3	3.3	0.8221	0.9798	0.0101	0.0101
12	1 (c/ 1 op)		-2.5	-4.4	312,9??	L		28.3	7.1	0.7689	0.9559	0.0221	0.0221
13	1 (c/ 1 op)		-15	-16.9		L		20	20.7	0.9145	0.8707	0.0646	0.0646
14	3 (c/ 1 op)	não muda			376.3	L		30	salina>26,3				
15	1 (c/ 1 op)		-1.2	-3.1	313,5??	L		29.7	5.2	0.7396	0.9680	0.0160	0.0160
16	3	não muda			"300/310	L		15	salina>26				
17	1 (c/ 1op)		-1.7	-3.6		L		17	5.9	0.8633	0.9632	0.0184	0.0184
18	1		0.5	-1.4	376.3	L		36	2.4	0.5358	0.9850	0.0075	0.0075
19	1		-3.4	-5.3		L		10	8.4	0.9516	0.9479	0.0260	0.0260
20	1		-0.8	-2.7		L		17	4.5	0.8552	0.9719	0.0141	0.0141
21	1 (c/ 1 op 1 sol oc)		-2	-3.9		L		13	6.4	0.9076	0.9604	0.0198	0.0198
22	1		-2.4	-4.3		L		15	7	0.8903	0.9568	0.0216	0.0216
23	1 (c/ 1 op)		-3.4	-5.3		L		17	8.4	0.8776	0.9479	0.0260	0.0260
24	1 (c/ 1op)		0	-1.9	262.8	L		21.9	3.3	0.8056	0.9798	0.0101	0.0101
25	1 (c/ 1 op)		-1.8	-3.7		L		15	6.1	0.8850	0.9623	0.0188	0.0188
26	1 (c/ 1 op)		-4.4	-6.3	314.7	L		27.2	9.7	0.8007	0.9395	0.0303	0.0303
27	3	não muda				L		10	salina>26,3				
28	1 (c/ 1 op, 1sol oc)		-20	-21.9		L		10	24.3	1.0522	0.8473	0.0764	0.0764
a	1 (c/ 1 op)				294.2	L		25					

Riolito	Sericitização		agregado de quartzo que cruza fenocxs					N - 1		campo 2		
IF	Tipo IF	TE	Tfg	Tfg corr	Vv	TH(L-V)	tipo H	sal	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1		-3.4	-5.3	23			8.4	0.8141	0.9479	0.0260	0.0260
*2	1		-1.3?	-3.2	20			5.3	0.8286	0.9670	0.0165	0.0165
*3	1		-3.3	-5.2	10			8.3	0.9507	0.9488	0.0256	0.0256
*4	1		-0.4	-2.3	10			3.9	0.9233	0.9758	0.0121	0.0121
*5	1		-3.4	-5.3	10			8.4	0.9516	0.9479	0.0260	0.0260
*6	1		-3.6	-5.5	13			8.7	0.9215	0.9462	0.0269	0.0269
*7	3		-25.7	-27.6	10			27.8	1.0744	0.8251	0.0875	0.0875
*8	1		-0.5	-2.4	15			4.1	0.8729	0.9748	0.0126	0.0126
*9	1		-2.3	-4.2	40			6.8	0.6278	0.9577	0.0212	0.0212
*10	1		-1.2	-3.1	13			5.2	0.9002	0.9680	0.0160	0.0160
*11	1		-2.4	-4.3	10			7	0.9426	0.9568	0.0216	0.0216
*12	1		-1.2	-3.1	10			5.2	0.9312	0.9680	0.0160	0.0160
*13	1		-1.6	-3.5	17			5.8	0.8624	0.9642	0.0179	0.0179
14	1		3.6		7							
*15	1		-2.4	-4.3	20			7	0.8379	0.9568	0.0216	0.0216
*16	1		-1.5	-3.4	25			5.6	0.7785	0.9651	0.0174	0.0174
*17	1		-3.5	-5.4	10			8.5	0.9525	0.9470	0.0265	0.0265
*18	1		0.6	-1.3	17			2.3	0.8419	0.9860	0.0070	0.0070
*19	1		1.3	-0.6	10			1.1	0.9053	0.9933	0.0033	0.0033
*20	1		0.7	-1.2	13			2.1	0.8814	0.9870	0.0065	0.0065
*21	1		0.8	-1.1	10			1.9	0.9107	0.9881	0.0060	0.0060
*22	1		-0.7	-2.6	13			4.4	0.8954	0.9729	0.0136	0.0136
*23	1		-0.8	-2.7	10			4.5	0.9273	0.9719	0.0141	0.0141
*24	1		-1.2	-3.1	15			5.2	0.8795	0.9680	0.0160	0.0160
*25	1		-3.8	-5.7	10			8.9	0.9550	0.9445	0.0278	0.0278
*26	1		-4.5	-6.4	10			9.9	0.9609	0.9386	0.0307	0.0307
*27	1		-7.1	-9	10			13.1	0.9810	0.9187	0.0407	0.0407
*28	1		-5	-7	10			10.7	0.9658	0.9338	0.0331	0.0331
*29	1		-1.6	-3.5	17			5.8	0.8624	0.9642	0.0179	0.0179
*30	1		-0.3	-2.2	10			3.7	0.9222	0.9768	0.0116	0.0116
*31	1		0.1	-1.8	15			3.1	0.8671	0.9809	0.0096	0.0096
*32	1		-3.8	-5.7	10			8.9	0.9550	0.9445	0.0278	0.0278
*33	1		0.3	-1.6	15			2.8	0.8651	0.9829	0.0085	0.0085
*34	1		-4.3	-6.2	10			9.6	0.9593	0.9403	0.0299	0.0299

IF	Tipo IF	TE	Tfg	Tfg corr	Vv	TH(L-V)	tipoH	sal	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1		-1.9	-3.8	33.4	337.6		6.2	0.7073	0.9614	0.0193	0.0193
*2	1		-0.6	-2.5	35	335.8		4.2	0.6770	0.9738	0.0131	0.0131
*3	1		0.9	-1	43			1.8	0.5761	0.9891	0.0054	0.0054
*4	1		-1.3	-2.2	27.8	298.2		3.7	0.7485	0.9768	0.0116	0.0116
*5	3		-25.1	-27	23.1	245.9		27.4	1.0032	0.8272	0.0864	0.0864
*6	1		-2.1	-4	25			6.5	0.7832	0.9595	0.0202	0.0202
*7	1		-0.4	-2.3	30			3.9	0.7181	0.9758	0.0121	0.0121
*8	1		-2.7	-4.6	20			7.4	0.8403	0.9541	0.0230	0.0230
*9	1		-5.8	-7.7	15			11.5	0.9173	0.9283	0.0358	0.0358
*10	1		-2.3	-4.2	37.7	361.4		6.8	0.6654	0.9577	0.0212	0.0212
*11	1		"-1,5	-3.4	30			5.6	0.7266	0.9651	0.0174	0.0174
*12	1		-1.5	-3.4	38.5	358.7		5.6	0.6493	0.9651	0.0174	0.0174
*13	1		-0.9	-2.8	20			4.7	0.8251	0.9709	0.0146	0.0146
*14	1		-1	-2.9	15			4.9	0.8777	0.9699	0.0150	0.0150
*15	1		-1.9	-2.8	39.8	359.4		4.7	0.6297	0.9709	0.0146	0.0146
*16	1		-6.7	-8.6	15			12.6	0.9237	0.9216	0.0392	0.0392
*17	1		-5.1	-7	10			10.7	0.9658	0.9338	0.0331	0.0331
*18	1		1.3	-0.6	20			1.1	0.8047	0.9933	0.0033	0.0033
*19	1		-4.4	-6.3	10			9.7	0.9601	0.9395	0.0303	0.0303
*20	1		"-2,0	-3.9	15			6.4	0.8867	0.9604	0.0198	0.0198
*21	1		-0.5	-2.4	25			4.1	0.7702	0.9748	0.0126	0.0126
*22	1		0.5	-1.4	43	359.4		2.4	0.5836	0.9850	0.0075	0.0075
*23	1		"-4,5	-6.4	10			9.9	0.9609	0.9386	0.0307	0.0307
*24	1		0	-1.9	43	364.2		3.3	0.5879	0.9799	0.0101	0.0101
*25	1		0.6	-0.3	15.9	219		0.6	0.8446	0.9965	0.0018	0.0018
*26	1		-0.3	-2.2	20			3.7	0.8198	0.9768	0.0116	0.0116
*27	1		0.3	-1.6	43.1	361.7		2.8	0.5843	0.9829	0.0085	0.0085
*28	1		-0.4	-2.3	15			3.9	0.8720	0.9758	0.0121	0.0121
*29	1		-2.7	-4.6	30			7.4	0.7353	0.9541	0.0230	0.0230
*30	1		-0.6	-2.5	20			4.2	0.8225	0.9738	0.0131	0.0131
*32	1		-12.2	-14.1	20			18.3	0.9011	0.8859	0.0570	0.0570
*33	1		-4.4	-6.3	40			9.7	0.6401	0.9395	0.0303	0.0303
*34	1		0.5	-1.4	15			2.4	0.8632	0.9850	0.0075	0.0075
*35	1		-3	-4.9	20			7.8	0.8427	0.9514	0.0243	0.0243
*36	1		0.4	-1.5	20			2.6	0.8133	0.9839	0.0080	0.0080

N - 1		campo 7 zona "B"		mesmo que campo da zona A								
IF	Tipo IF	TE	Tfg	Tfg corr	Vv	TH(L-V)	tipo H	sal	dfluido	XH2O	XNa	XCl
*1	1		-2.2	-4.1	23.9	283.8		6.7	0.8123	0.9586	0.0207	0.0207
*2	1		-4.4	-6.3	28.7	324.9		9.7	0.7839	0.9395	0.0303	0.0303
*3	1		0.6	-1.3	29.2	300		2.3	0.7230	0.9860	0.0070	0.0070
*4	1		-3	-4.9	17.7	236.8		7.8	0.8882	0.9514	0.0243	0.0243
*5	1		-2.3	-4.2	18.9	246.5		6.8	0.8672	0.9577	0.0212	0.0212
*6	1		-11.8	-13.7	27.1	329.5		17.9	0.8681	0.8882	0.0559	0.0559
*7	1		-6	-7.9	29.4	336.2		11.8	0.7920	0.9268	0.0366	0.0366
8	1				10	341.6						
9	1				10	335.5						
*10	1		-0.4	-2.3	37.9	346.9		3.9	0.6451	0.9758	0.0121	0.0121
*11	1		-3.7	-5.6	10			8.8	0.9542	0.9453	0.0273	0.0273
*12	1		-6.8	-8.7	17.9	233.4		12.7	0.9299	0.9209	0.0396	0.0396
*13	1		-4	-5.9	32.3	344.9		9.2	0.7404	0.9428	0.0286	0.0286
X	1				15	319.8						
Y	1				15	338.3						
Z	1				20	340						