UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Características Isotópicas de Pb da Mineralização
Aurífera de Marmato, Colombia; Implicações para
Identificação e Caracterização de Domínios
Transicionais entre Sistemas Epitermais e do tipo
Pórfiro

CAIO RIBEIRO DE MELLO

Orientador: Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

São Paulo, 2015

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do
Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo

Mello, Caio Ribeiro de

Petrografia e características isotópicas de Pb da mineralização aurífera de Marmato, Colombia: implicações para identificação e caracterização de domínios transicionais entre sistemas epitermais e do tipo pórfiro / Caio Ribeiro de Mello. - São Paulo, 2015.

184 p.: il + 2 mapas

Dissertação (Mestrado) : IGc/USP

Orient.: Tassinari, Colombo Celso Gaeta

1. Alterações hidrotermais 2. Epitermal 3. Isótopos de Pb 4. Marmato I. Título

“Emancipate yourselves from mental slavery
None but ourselves can free our minds”
Bob Marley

Dedico esta obra a minha avó Ursula
e aos meus sobrinhos Gre, Lelê, Ju e Lu.

Agradecimentos

Primeiramente eu gostaria de agradecer ao meu orientador, Professor Colombo, pela oportunidade de trabalhar neste projeto. Pelos conselhos gerais e orientações neste trabalho eu sou grato. Muito obrigado.

Sem o apoio da empresa Gran Colombia Gold este trabalho também não teria sido possível. Muito obrigado por tudo! Gostaria de estender este agradecimento para o Prof. Juan Carlos Molano, da Universidad Nacional da Colombia, Sede Bogotá e a geóloga Jéssica Alexandra Albarracin Cantor pela ajuda durante a etapa de campo em Marmato.

Gostaria de agradecer também a agencia de fomento CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico) pelo patrocínio deste projeto na forma de bolsa de mestrado processo 134321/2013-8.

Também gostaria de agradecer aos professores Lena, Caetano e Gustavo por diversas razões, desde a disciplina de alterações metassomáticas em sistemas hidrotermais, passando pela oportunidade de monitoria na matéria de gênese de depósitos para a graduação e também por conselhos e conversas.

Estendo este agradecimento aos professores Marly, Maria Helena, Rogério, Ivo, Chico Bill, Cordani, Ninguém, Bley, cada um de vocês contribuiu de diversas formas para a minha formação, tanto profissional quanto pessoal nestes dois anos de mestrado.

Um muito obrigado à professora Bisteca por tentar me ensinar a escrever ainda nos tempos de TF e por diversar conversar e conselhos ao longo dos últimos três anos. Um agradecimento especial aos professores Patricio e Giana também pelo auxílio tanto nas seções delgadas quanto nas seções polidas.

Tão importante quanto os professores foram os funcionários do IGc, sem vocês este trabalho também não seria possível. Um muito obrigado a todos vocês! Por toda ajuda e paciência ao longo de meses um agradecimento especial ao Vasco. Agradeço também ao Samuca, a Ivone, ao Rodrigo, a Andreza, a Giselle e a todo o pessoal do CPGeo. Agradeço também a Sertão e ao Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) da Escola Politécnica da USP pela ajuda no MEV.

Um agradecimento especial também a todos da turma 51 com quem convivi nestes sete anos, e em especial aos integrantes do grande Flatulentos (Vaselina, Piriguete, Craca, Tassolto,

Nany, Funério, Klitoris, Bucetauro) responsáveis por diversos shows de futebol ao longo deste tempo todo, e ao SÍFILIS que, apesar de ser muito frágil para jogar areião ainda assim é nosso amigo. Além, é claro, de nossa grande e numerosa torcida feminina composta por Perva, Planaria, Horácio e Mineira. Sou muito grato por ter conhecido vocês, vocês são parte da minha família e moram no meu coração. Para não correr o risco de esquecer alguém eu não vou tentar lembrar todos de fora da minha sala que conheci ao longo destes sete anos, mas é nós! Ao Focca, companheiro de apartamento por estes dois anos, aquele abraço!

Um agradecimento especial à geóloga Laura Román, com quem aprendi tanto em tantas esferas distintas que seria impossível descrever. Sem ter te conhecido eu seria uma pessoa diferente hoje. Muito obrigado por tudo!

Por último eu gostaria de agradecer a minha família. De todas as sortes que eu tive na vida ter vocês do meu lado foi sem dúvida a maior. Nem tenho como colocar em palavras a gratidão que eu tenho por tudo que eu aprendi com vocês. Todos os ensinamentos, conselhos, broncas e afagos me tornaram a pessoa que eu sou hoje. A vocês eu devo tudo.

Resumo

O Distrito Aurífero de Marmato é um distrito mineiro de grande dimensão localizado na borda da Cordilheira Ocidental dos Andes Colombianos. A geologia da região é balizada de acordo com o Sistema de Falhas Romeral, uma de escala regional que corta a Colômbia de norte a sul. Nesta localidade o embasamento é composto por xistos anfibolíticos, xistos quartzo sericíticos e anfibolitos pertencentes ao Complexo Arquia. A cobertura sedimentar é composta por arenitos, conglomerados e pelitos da Formação Amagá. Estas duas unidades são intrudidas por corpos vulcânicos a subvulcânicos da Formação Combia, constituída por depósitos piroclásticos e corpos intrusivos de composição dacítica a andesítica, dentre os quais o *Stock* de Marmato, um corpo subvulcânico gerado no Mioceno tardio. Este *stock*, de idade miocênica, é hospedeiro da maioria significativa da mineralização aurífera, que também ocorre subordinadamente nas rochas do Complexo Arquia. O sistema mineral é descrito como um depósito epitermal *low sulfidation* de Au e Ag. A mineralização ocorre associada a veios distensionais, zonas de *stockworks* e disseminada pela rocha hospedeira. O processo de mineralização possui idade de 5.6 ± 0.6 Ma, obtida através da datação de plagioclásio sericitizado, idade que coincide com um episódio de reativação do Sistema de Falhas de Romeral (5.6 ± 0.4 Ma). O presente trabalho buscou caracterizar o comportamento das razões isotópicas de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) de acordo com a profundidade dos veios mineralizados e as alterações hidrotermais presentes nesta mineralização aurífera. Para tanto foram estudadas amostras de diferentes cotas colhidas tanto em galerias como em testemunhos de sondagem. Os resultados isotópicos obtidos mostram que os níveis superficial e intermediário apresentam razões isotópicas heterogêneas enquanto o nível mais profundo apresenta uma variação neste padrão, com razões isotópicas homogêneas. Este comportamento pode ser atribuído a maior quantidade de água meteórica na parte superior do sistema mineralizante em relação ao nível mais profundo, em que o fluido tem origem associada à intrusão. Estes dados mostram que o nível mais profundo da mineralização aurífera de Marmato apresenta assinatura isotópica característica de mineralizações pórfiras e os níveis mais superficiais apresentam assinatura epitermal. Três tipos de alterações hidrotermais foram descritas em Marmato, são elas: alteração propilitica, alteração sericítica e alteração argílica. A alteração propilitica é caracterizada por clorita + calcita + epidoto como mineralogia de alteração. Na alteração sericítica todos os minerais, a exceção do quartzo e a da apatita, são afetados e transformados em sericita, com clorita subordinada. Esta alteração ocorre geralmente em cotas mais profundas. A alteração argílica ocorre na porção superficial

do depósito e é composta principalmente por argilominerais. O principal mineral de minério é a pirita, e a relação de Au:Ag nestes minerais varia entre 2:1 e 1:1. Também são observados minerais ricos em Te, Se e Bi.

Palavras-Chave: EPITERMAL, MARMATO, ISÓTOPOS DE Pb, ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

Abstract

The auriferous district of Marmato is a large-scale mining district located on the edge of the Western Cordillera of the Colombian Andes. The geology of the region is marked out according to the Romeral Fault System, a regional scale suture that cuts Colombia from north to south. In this locality the basement consists of amphibolites schists, quartz schists and sericitic amphibolites belonging to Arquia Complex. The sedimentary cover is composed of sandstones, conglomerates and pelites representing the Amagá Formation. These two units are intruded by volcanic bodies to subvolcanic of Combia Formation, composed of pyroclastic deposits and intrusive bodies composition dacitic to andesitic, among which the Stock Marmato a subvolcanic body generated in the late Miocene. This stock host of the most significant gold mineralization, which also occurs in the subordinate Arquia Complex rocks. The mineral system is described as an Au and Ag low sulfidation epithermal deposit. Mineralization occurs associated with extensional zones, stockworks and disseminated by the host rock. The process of mineralization dates 5.6 ± 0.6 Ma, with age obtained by dating sericitized plagioclase, age coinciding with an episode of reactivation of the Romeral Fault System (5.6 ± 0.4 Ma). The present study aimed to characterize the behavior of the reasons isotopic Pb ($^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$) according to the depth of the mineralized veins and hydrothermal alterations present in this gold mineralization. Samples of different levels were studied both in galleries and in drill core. The isotopic results show that the surface and intermediate levels have heterogeneous isotope ratios while the deepest level has homogeneous isotopic ratios. This behavior can be attributed to the greater amount of meteoric water in the upper part of the mineralizing system relative to a deeper level, wherein the fluid source is associated with the intrusion. These data show that the deepest level of gold mineralization Marmato presents isotopic signature feature of porphyry mineralizations and the most superficial levels have epithermal signature. Three types of hydrothermal alterations have been described in Marmato, those alterations are: propylitic alteration, sericitic alteration and argillic alteration. The propylitic alteration is characterized by chlorite + epidote + calcite as alteration mineralogy. In the sericitic alteration all minerals, except quartz and apatite, are affected and transformed into sericite, with subordinate chlorite. This change usually occurs in deeper dimensions. Argillic alteration occurs in the superficial portion of the deposit and is mainly composed of clay minerals. The main mineral is a pyrite ore, and the Au ratio Ag these minerals varies between 2: 1 and 1: 1. There were also observed minerals rich in Te, Se and Bi.

Keywords: EPITHERMAL, MARMATO, Pb ISOTOPE, HYDROTHERMAL
ALTERATION

Sumário

1	Introdução.....	13
1.1	Contextualização e caracterização de Marmato.....	18
1.2	Localização da área de estudo	23
2	Materiais e Métodos.....	25
2.1	Levantamento Bibliográfico	25
2.2	Trabalho de campo.....	26
2.3	Amostragem.....	26
2.4	Seleção de amostras para a execução de seções delgadas e polidas	27
2.5	Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	28
2.6	Fotografias	28
2.7	Seleção de amostras para as análises isotópicas	28
2.8	Preparação de amostras para as análises isotópicas.....	28
2.9	Análise isotópica.....	29
3	Depósitos Minerais.....	30
3.1	Depósitos Epitermais	30
3.1.1	Depósitos Epitermais <i>High Sulfidation</i>	36
3.1.2	Depósitos Epitermais <i>Low Sulfidation</i>	38
3.2	Depósito do Tipo Pórfiro	45
3.3	Depósito de Au Orogênico.....	49
4	Geoquímica Isotópica na Exploração Mineral	55
4.1	Isótopos de Chumbo	56
4.2	Sistema U-Th-Pb.....	57
4.3	Evolução do Pb na Terra.....	59
4.4	Comportamento do Pb em Sistemas Epitermais-Pórfiros.....	62
5	Geologia Regional.....	64
5.1	Cordilheira Central	67

6	Geologia Local	74
6.1	Estratigrafia.....	75
6.1.1	Complexo Arquía	78
6.1.2	Complexo Quebradagrande	79
6.1.3	Formação Amagá.....	82
6.1.4	Formação Combia	82
6.1.5	<i>Stock</i> de Marmato	83
6.2	Aspectos Estruturais	83
6.3	Alterações Hidrotermais	85
	Propilitização.....	85
	Sericitização	85
6.4	Inclusões Fluidas.....	86
6.5	Geologia Isotópica	88
6.6	Mineralizações	90
6.7	Geodinâmica	91
6.8	Modelo Genético das mineralizações de Marmato	92
7	Resultados e Discussão	94
7.1	Petrografia.....	94
7.1.1	<i>Stock</i> de Marmato	94
7.1.2	Complexo Arquía	109
7.2	Mineralização e Minerais de Minério	113
7.2.1	Ouro-Prata	113
7.2.2	Pirita	113
7.2.3	Esfalerita.....	114
7.2.4	Calcopirita	114
7.2.5	Pirrotita	115
7.2.6	Ilmenita, Galena e Bornita.....	115

7.2.7	Outros	115
7.3	Dados isotópicos	126
	Discussão dos Dados isotópicos	136
8	Considerações finais.....	140
9	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143
10	Anexo I	152
11	Anexo II.....	156
12	Anexo III	158
13	Anexo IV	160
13.1	CM-06.....	161
13.2	CM-11	162
13.3	CM-14.....	163
13.4	CM-16.....	164
13.5	CM-22.....	165
13.6	CM-23	166
13.7	CM-24.....	167
13.8	CM-25.....	168
13.9	CM-26.....	169
13.10	CM-28	170
13.11	CM-30	170
13.12	CM-31	171
13.13	CM-42	171
13.14	CM-49	171
13.15	CM-50	171
13.16	CM-51	172
13.17	CM-56	173
13.18	CM-57	174

13.19	CM-60	175
14	Anexo IV	177

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. A) GRANDE AUMENTO NOS GASTOS COM EXPLORAÇÃO B) CUSTO MÉDIO EM MILHÕES DE DÓLARES POR DESCOBERTA DE DEPÓSITOS DE OURO E C) CUSTO MÉDIO POR DESCOBERTA DE DEPÓSITOS DE METAIS DE BASE	14
FIGURA 2. A) DESCOBERTAS DE METAIS DE BASE EM RELAÇÃO A SUA PROFUNDIDADE. B) TIPO DE PESQUISA EXECUTADA NA DESCOBERTA DOS DEPÓSITOS DE ACORDO COM A SUA PROFUNDIDADE. C) NÚMERO DE DEPÓSITOS DE OURO EM RELAÇÃO A SUA PROFUNDIDADE D) QUANTIDADE DE OURO EM RELAÇÃO À PROFUNDIDADE.....	15
FIGURA 3. MODELO DE UM SISTEMA EPITERMAL-PÓRFIRO	17
FIGURA 4. VISTA AÉREA DE MARMATO COM A LOCALIZAÇÃO DA ZONA ALTA, ZONA BAIXA E ECHANDIA.....	20
FIGURA 5. SEÇÃO DO DISTRITO AURÍFERO DE MARMATO COM O TEOR DE AU ASSOCIADO.	21
FIGURA 7. CAMPANHAS DE SONDAGEM REALIZADAS EM MARMATO	22
FIGURA 8. DEPÓSITO DE MARMATO COM OS TEORES DE AU DE ACORDO COM A PROFUNDIDADE.	22
FIGURA 9. LOCALIZAÇÃO DE MARMATO EM DIFERENTES ESCALAS EM A, B, C E D.....	24
FIGURA 10. A) EXEMPLO DE MATERIAL AMOSTRADO NAS GALERIAS VISITADAS E B) EXEMPLO DE AMOSTRA SELECIONADA NOS TESTEMUNHOS DE SONDAGEM	27
FIGURA 11. DIAGRAMA DE EINAUDI ET AL. (2003) CORRELACIONANDO A FUGACIDADE DO S COM A ASSEMBLEIA MINERALÓGICA FORMADA EM DIFERENTES DEPÓSITOS EPITERMAIS.	32
FIGURA 12. PRINCIPAIS CARACTERÍSTICAS DOS ENDMEMBERS HIGH E LOW SULFIDATION	34
FIGURA 13. LOCALIZAÇÃO GLOBAL DE ALGUNS DOS PRINCIPAIS DEPÓSITOS EPITERMAIS HIGH E LOW SULFIDATION E DEPÓSITOS INTRUSION RELATED.	35
FIGURA 14. MINERAIS FORMADOS EM FLUIDOS COM DIFERENTES CONDIÇÕES DE pH E TEMPERATURA.	37
FIGURA 15. SEÇÃO ESQUEMÁTICA DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL PRESENTE EM DEPÓSITOS EPITERMAIS HIGH SULFIDATION	38
FIGURA 16. SEÇÃO ESQUEMÁTICA DAS ZONAS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL EM UM SISTEMA EPITERMAL LOW SULFIDATION	40
FIGURA 17. SEÇÕES ESQUEMÁTICAS DA MARGEM CONTINENTAL ILUSTRANDO CARACTERÍSTICAS VULCANOTECTÔNICAS PARA DEPÓSITOS HIGH, INTERMEDIATE E LOW SULFIDATION	43
FIGURA 18. ANATOMIA DE UM DEPÓSITO DO TIPO PÓRFIRO.....	46
FIGURA 19. RELAÇÃO ENTRE UM PLUTON PERCURSOS E OS STOCKS QUE GERAM O SISTEMA MINERALIZANTE EM MINERALIZAÇÕES DO TIPO PÓRFIRO	47
FIGURA 20. ESQUEMA DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS PRESENTES EM UM DEPÓSITO DO TIPO PÓRFIRO TELESCOPADO.....	49
FIGURA 21. CONTEXTO TECTÔNICO DE DIVERSOS TIPOS DE DEPÓSITOS MINERAIS	51
FIGURA 22. COMPARAÇÃO ENTRE OS AMBIENTES TECTÔNICOS, PROFUNDIDADE CRUSTAL E ESTÁGIO DE EVOLUÇÃO DO ORÓGENO PARA DIVERSOS ESTILOS DE DEPÓSITOS MINERAIS.	53
FIGURA 23. TABELA PERIÓDICA COM O NÚMERO ATÔMICO DE CADA ÁTOMO. EM DESTAQUE O CHUMBO (Pb)	56
FIGURA 24: A ISÓCRONA Pb, DENOMINADA GEÓCRONA ZERO, PARA METEORITOS E SEUS LIMITES ESTIMADOS. ..	59
FIGURA 25. A) RAZÕES $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ E $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ PARA DETERMINADOS AMBIENTES DE GÊNESE DE ROCHAS, B) EVOLUÇÃO DAS RAZÕES $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ E $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ DE ACORDO COM O TEMPO. CADA INTERVALO REPRESENTA	

UMA REGRESSÃO DE 400 MA. A= MANTO, B= ORÓGENO, C= CROSTA SUPERIOR E D= CROSTA INFERIOR. C) REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DOS TRÊS RESERVATÓRIOS (MANTO, CROSTA SUPERIOR E CROSTA INFERIOR) SENDO MISTURADOS DURANTE A OROGÊNESE. D) EVOLUÇÃO DA RAZÃO ISOTÓPICA DE $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ EM FUNÇÃO DO TEMPO PARA CADA UM DOS RESERVATÓRIOS.	61
FIGURA 26. COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb DOS MINÉRIOS E ROCHAS DO DISTRITO DE BAIA MARE E DO DISTRITO DE SERRA DE APUSENI.....	63
FIGURA 27. MAPA GEOLÓGICO DA COLÔMBIA..	65
FIGURA 28. MAPA GEOLÓGICO DOS ANDES COLOMBIANOS	66
FIGURA 29. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DAS CORDILHEIRAS CENTRAL E OCIDENTAL DOS ANDES DO NORTE.....	70
FIGURA 30. MAPA MOSTRANDO A COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA COLÔMBIA..	71
FIGURA 31. A) RESULTADO DA DATAÇÃO DO XISTO SABALETAS PELO MÉTODO ^{39}Ar - ^{40}Ar COM IDADE PLATÔ DE $127,5 \pm 2,0$ MA. B) IDADE PLATÔ OBTIDA EM SERICITA DE UM FILONITO DO COMPLEXO QUEBRADAGRANDE. C) IDADES ^{39}Ar - ^{40}Ar OBTIDAS EM SERICITA DE UM LITOTIPO VULCÂNICO BÁSICO INTENSAMENTE DEFORMADO DO COMPLEXO QUEBRADAGRANDE.....	73
FIGURA 32. COLUNA ESTRATIGRÁFICA DE MARMATO APRESENTADA NO MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO.....	76
FIGURA 33. SEÇÕES GEOLÓGICAS A-A' E B-B' DO MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO DO DISTRITO AURÍFERO DE MARMATO, COLOMBIA	77
FIGURA 34. SEÇÃO GEOLÓGICA DO COMPLEXO QUEBRADAGRANDE E SUA RELAÇÃO COM OS COMPLEXOS ARQUÍIA E CAJAMARCA..	80
FIGURA 35. STERENET (HEMISFÉRIO INFERIOR COM PROJEÇÃO DE ÁREA CONSTANTE) DOS PÓLOS PARA ESTRUTURAS PLANARES DE MARMATO.	85
FIGURA 36. SALINIDADE E TEMPERATURA DE HOMOGENEIZAÇÃO DO DEPÓSITO AURÍFERO DE MARMATO	88
FIGURA 37. COMPARAÇÃO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Sr E Nd OBSERVADA NOS SULFETOS MINERALIZADOS COM A COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DAS ROCHAS PRESENTES NA REGIÃO DE MARMATO.....	89
FIGURA 38 COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb DOS SULFETOS MINERALIZADOS E DEMAIS ROCHAS REGIONAIS	90
FIGURA 39. COMPOSIÇÃO DE ADULÁRIA OBSERVADA NO SPOT 5 DA AMOSTRA CM-24	96
FIGURA 40. AMOSTRA CM-42, EM QUE O SPOT 1 É QUARTZO, O SPOT 2 ADULÁRIA E O SPOT 3 PIRITA.....	96
FIGURA 41. TEMPERATURA DE ESTABILIDADE DE MINERAIS ASSOCIADOS A DEPÓSITOS EPITERMAIS EM RELAÇÃO AO pH DO FLUIDO HIDROTHERMAL	98
FIGURA 42. DIAGRAMA DE CORBETT & LEACH (1998) COM OS TIPOS COMUNS DE ALTERAÇÃO MINERALÓGICAS EM SISTEMAS HIDROTHERMAIS.	98
FIGURA 43. ASPECTO GERAL DESTES CONJUNTOS DE ALTERAÇÃO COM NICÓIS PARALELOS..	99
FIGURA 44. ASPECTO GERAL DESTES CONJUNTOS DE ALTERAÇÃO COM NICÓIS CRUZADOS..	99
FIGURA 45. ASSOCIAÇÃO DE ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL COMPOSTA POR CALCITA E EPIDOTO	100
FIGURA 46. ASSEMBLEIA DE ALTERAÇÃO COMPOSTA POR EPIDOTO E CLORITA.....	100
FIGURA 47. CRISTAL DE PLAGIOCLÁSIO SENDO ALTERADO PARA EPIDOTO	101
FIGURA 48. PSEUDOMORFO DE PLAGIOCLÁSIO TOTALMENTE ALTERADO PARA SERICITA E ESMECTITA, COM QUARTZO COMO RESÍDUO DA REAÇÃO.	103
FIGURA 49. MEGACRISTAIS DE PLAGIOCLÁSIO, HORNBLENDA E BIOTITA AFETADOS POR ESTA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E MEGACRISTAIS DE QUARTZO INALTERADOS	103

FIGURA 50. MEGACRISTAL DE QUARTZO COM FRATURA PREENCHIDA POR CALCITA.....	104
FIGURA 51. VEIO COMPOSTO POR MINERAIS OPACOS (PIRITA), CARBONATO E CLORITA E ROCHA ENCAIXANTE COM O MEGACRISTAL DE QUARTZO PRESERVADO E O RESTANTE DOS MEGACRISTAIS ALTERADOS PARA SERICITA.	104
FIGURA 52. TEMPERATURA DE ESTABILIDADE DOS FILOSSILICATOS E A RELAÇÃO DE MAIOR CRISTALINIDADE CONFORME O AUMENTO DA TEMPERATURA	106
FIGURA 53. ASPECTOS GERAIS DESTA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL COM NICÓIS PARALELOS.....	106
FIGURA 54. ASPECTOS GERAIS DESTA ALTERAÇÃO COM NICÓIS CRUZADOS.....	107
FIGURA 55. MINERAIS OPACOS, POSTERIORMENTE IDENTIFICADOS COMO PIRITA, EM ABUNDÂNCIA NESTA FÁCIES HIDROTHERMAL	107
FIGURA 56. ASPECTO GERAL DA AMOSTRA CM-22, COM O QUARTZO PRESERVADO, O RESTANTE DOS MINERAIS SUBSTITUÍDOS POR ARGILOMINERAIS E SERICITA, PRODUTO DA ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL.....	108
FIGURA 57. PSEUDOMORFOS DE PLAGIOCLÁSIO E HORNBLENDA SUBSTITUÍDOS POR ARGILOMINERAIS E QUARTZO RESIDUAL.....	108
FIGURA 59. ASPECTO GERAL DA AMOSTRA CM-31, REPRESENTANTE DO MUSCOVITA XISTO DO COMPLEXO ARQUIA..	110
FIGURA 60. PIRROTITA CORROÍDA EM MEIO A QUARTZO E MUSCOVITAS	110
FIGURA 61. PIRROTITA BRECHADA EM MUSCOVITA XISTO	111
FIGURA 62. INCLUSÃO DE AU-AG EM PIRITA.....	117
FIGURA 63. INCLUSÕES DE AU-AG E GALENA EM MICROFRATURA DA PIRITA	118
FIGURA 64. AU-AG ASSOCIADO À CALCOPIRITA.....	118
FIGURA 65. AU-AG E TELURETO DE BISMUTO, ALÉM DE CALCOPIRITA, PIRITA, QUARTZO E ÓXIDO DE FE, SI E AL	119
FIGURA 66. AMOSTRA CM-49, COMPOSTA POR UM VEIO DE PIRITA E QUARTZO.....	119
FIGURA 67. PIRITA DISSEMINADA NA MATRIZ	120
FIGURA 68. CRISTAIS EUHÉDRICOS DE PIRITA	120
FIGURA 69. CRISTAL DE PIRITA COM GALENA ASSOCIADA E QUARTZO.....	121
FIGURA 70. INCLUSÕES DE ESFALERITA, GALENA E APATITA EM PIRITA	121
FIGURA 71. AMOSTRA CM-50, QUARTZO COM PIRITA FRAGMENTADA.	122
FIGURA 72. PIRITA SENDO SUBSTITUÍDA POR ÓXIDO DE FERRO..	122
FIGURA 73. ASSOCIAÇÃO DE PIRITA E ESFALERITA.	123
FIGURA 74. CRISTAIS DE PIRITA E ESFALERITA.....	123
FIGURA 75. CRISTAIS DE PIRROTITA E DE QUARTZO	124
FIGURA 76. MINERAL DE COMPOSIÇÃO 77.6% BI, 18.8% S E 3.6% FE EM PIRROTITA.....	124
FIGURA 77. TELURETOS DE BISMUTO E PRATA, PIRROTITA, TITANITA E ALBITA	125
FIGURA 78. AMOSTRA CM-51 COM XENOTIMA E RUTILO INCLUSOS EM PIRITA, APATITA E MONAZITA.	125
FIGURA 79. AMOSTRA CM-56,, COM PRESENÇA DE ÓXIDO DE FERRO, PIRITA, CALCOPIRITA, QUARTZO E UM MINERAL RICO EM PRATA E SELÊNIO.	126
FIGURA 78. RAZÕES ISOTÓPICAS DE PB OBTIDAS NOS NÍVEIS A E B DE MARMATO PLOTADAS EM DIAGRAMAS $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VS. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ E $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VS. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$,	133

FIGURA 79. RAZÕES ISOTÓPICAS DE Pb OBTIDAS NOS NÍVEIS C E D DE MARMATO PLOTADAS EM DIAGRAMAS $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VS. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ E $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VS. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	134
FIGURA 80. REPRESENTAÇÃO DA VARIAÇÃO DOS VALORES MÁXIMOS E MÍNIMOS DAS RAZÕES ISOTÓPICAS DE Pb PARA CADA NÍVEL ESTUDADO.	135
FIGURA 81. DIAGRAMA $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VS. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ COM AS CURVAS DE ORÓGENO E CROSTA CONTINENTAL SUPERIOR DE ZARTMANN & DOE (1981) E OS CAMPOS QUE REPRESENTAM A DISPERSÃO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb.	138
FIGURA 82. DIAGRAMA $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ VS. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ COM AS CURVAS DE ORÓGENO E CROSTA CONTINENTAL SUPERIOR DE ZARTMANN & DOE (1981) E OS CAMPOS QUE REPRESENTAM A DISPERSÃO DA COMPOSIÇÃO ISOTÓPICA DE Pb.	139

ÍNDICE DE TABELAS

TABELA 1. PRODUÇÃO DE AU E AG DO DISTRITO AURÍFERO DE MARMATO (SIMCO)	19
TABELA 2. SÍNTESE DA EVOLUÇÃO DA NOMENCLATURA DOS DEPÓSITOS EPITERMAIS (SILLITOE & HEDENQUIST, 2003).	31
TABELA 3. ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS EM DEPÓSITOS EPITERMAIS LOW SULFIDATION DE ACORDO COM HEDENQUIST ET AL. (2000).	41
TABELA 4. SUBTIPOS DE DEPÓSITOS EPITERMAIS ASSOCIADOS A REGIMES TECTÔNICOS E MAGMATISMO DISTINTOS (SILLITOE & HEDENQUIST, 2003).	44
TABELA 5. COMPARAÇÃO ENTRE OS DEPÓSITOS DE AU OROGÊNICOS, OS DEPÓSITOS EPITERMAIS E OS DEPÓSITOS TIPO PÓRFIROS (EXTRAÍDO DE GROVES ET AL., 1998).	54
TABELA 6. RELAÇÃO DAS AMOSTRAS DESCRITAS EM SEÇÕES DELGADAS COM SUA TOPOGRAFIA E LITOLOGIA. AS AMOSTRAS CM-28, CM-30 E CM-31 SÃO AMOSTRAS DO COMPLEXO ARQUIA, AS DEMAIS SÃO ROCHAS PERCENTENTES AO STOCK DE MARMATO. PARA DESCREVER A MINERALOGIA PRINCIPAL DE CADA AMOSTRA AS SEGUINTE ABREVIACÕES FORAM UTILIZADAS: QUARTZO (QTZ); PLAGIOCLÁSIO (PLAGIO); CALCITA (CAL); SERICITA (SER), MUSCOVITA (MS), ESMECTITA (SM); CLORITA (CHL), EPIDOTO (EP) E MINERAIS OPACOS (OP) E ÓXIDO DE FERRO (OX FE). TANTO OS DACITOS QUANTO O ANDESITO SÃO PORFIRÍTICOS. ...	111
TABELA 7. RELAÇÃO DE AMOSTRAS DESCRITAS EM SEÇÕES POLIDAS VISANDO À CARACTERIZAÇÃO DOS MINERAIS OPACOS OBSERVADOS NAS SEÇÕES POLIDAS, TANTO OS DACITOS COMO O ANDESITO SÃO PORFIRÍTICOS....	112
TABELA 8. COMPOSIÇÃO QUÍMICA OBTIDA EM MEV PARA AS ESFALERITAS ENCONTRADAS EM MARMATO E A COMPOSIÇÃO MÉDIA DA ESFALERITA. (¹ EXTRAÍDO DO SITE WEBMINERAL.COM).....	114
TABELA 9. RELAÇÃO ENTRE OS NÍVEIS ESTUDADOS, SUAS COTAS E AMOSTRAS.	127
TABELA 10. ANÁLISES ISOTÓPICAS DE Pb EXECUTADAS POR PINZÓN (2002).	130
TABELA 11. RELAÇÃO DAS AMOSTRAS UTILIZADAS NESTE TRABALHO, SUAS RAZÕES ISOTÓPICAS DE Pb E SUAS COTAS.	131
TABELA 12. Δ Pb/Pb COM OS DADOS OBTIDOS NESTE TRABALHO E EM PINZÓN (2002).	135

1 Introdução

Na última década o valor gasto com projetos de exploração mineral aumentou significativamente, sem que houvesse, entretanto, um retorno claro no número de descoberta de novos depósitos minerais. O resultado disto é um aumento significativo no custo médio de cada nova descoberta - 75% no caso de prospectos de ouro e 178% no caso de prospectos de metais de base (Figura 1). Soma-se a isto a tendência de crescente dificuldade para novas descobertas em superfície, uma vez que os prospectos de fácil localização, em sua maioria, já foram descobertos. Estas dificuldades impõem novos desafios ao setor mineral, que deve responder de diversas maneiras como o aperfeiçoamento da eficiência de todos os processos ligados à exploração, exploração e beneficiamento do minério, aumento de reservas e diminuição de custos dos projetos de exploração sem perda de eficiência. De fato a profundidade das novas descobertas de metais de base tem crescido consideravelmente ao longo do último século, com a evolução tecnológica permitindo que prospectos cada vez mais profundos sejam explorados e posteriormente explorados. Isto é observado principalmente em projetos de exploração do tipo brownfield, que atingem profundidades consideravelmente maiores do que os projetos do tipo greenfield. Curiosamente este aumento de profundidade dos prospectos ainda não é observado em relação aos depósitos de ouro, mas não existem razões para se acreditar que a tendência futura desta *commodity* não será a mesma (Figura 2).

Figura 1. A) Grande aumento nos gastos com exploração sem um correspondente aumento no número de novos depósitos descobertos; B) Custo médio em milhões de dólares por descoberta de depósitos de ouro e C) custo médio em milhões de dólares por descoberta de depósitos de metais de base (Schodde, 2014).

Figura 2. A) Descobertas de metais de base em relação a sua profundidade desde os anos 1900 até 2013. B) Tipo de pesquisa executada na descoberta dos depósitos de acordo com a sua profundidade. N=1034 depósitos em A e B. O tamanho dos círculos representa o tamanho dos depósitos, de moderados a gigantes. Os depósitos de níquel laterítico não foram contemplados. C) Número de depósitos de ouro em relação a sua profundidade entre os anos de 2005 e 2013, sendo que 51% dos depósitos descobertos afloram e a profundidade média deles é de 41m e D) Quantidade de ouro em relação à profundidade, sendo que 44% do ouro produzido aflora e a profundidade médio é de 32m Schodde (2014)

Uma grande dificuldade para a exploração de profundidade é o custo elevado de uma campanha de sondagem, na qual o preço de sondagem rotativa diamantada variando entre R\$ 250 e R\$ 400 por metro (geólogo Helio Fabio de Araujo Lima Junior, comunicação oral). Cientes destas dificuldades as companhias de exploração mineral têm executado esforços para a determinação de vetores de mineralização, indícios geológicos que podem ser analisados em rochas estéreis e que indicam a proximidade da amostra analisada com uma região de anomalia geoquímica, que pode representar um depósito. Estudos interessantes neste sentido têm sido apresentados para a caracterização dos vetores de mineralização na zona de alteração propilítica dos depósitos do tipo pórfiro (Wilkinson, 2014 e Cooke, 2014).

O modelo clássico de depósitos epitermais (tanto *high* quanto *low sulfidation*) os coloca como parte superficial de um sistema maior que inclui os depósitos do tipo pórfiro em profundidade. Este sistema pode ser denominado de sistema epitermal-pórfiro (Figura 3). Os depósitos epitermais são responsáveis pela produção de aproximadamente de 6% do ouro e 16% da prata mundial (Singer, 1995) e sua variedade de tamanho (em tonelagem) os tornam atrativos para grandes e pequenas empresas de exploração mineral (Hedenquist *et al.*, 2000). Os depósitos do tipo pórfiro, por sua vez, são responsáveis por 60 - 70% da produção de cobre (Cu) e por mais de 95% da produção de molibdênio (Mo) do mundo, além de serem fontes importantes de ouro (Au), prata (Ag) e estanho (Sn) (Sinclair, 2007). Apesar do potencial mineral destes dois tipos de depósitos, quando estudados juntos como um sistema mineral, ainda existem poucos dados exploratórios que liguem os dois e que possam ser utilizados como diagnósticos em campanhas de exploração mineral.

De acordo com o modelo de gênese dessas classes, podem ocorrer depósitos do tipo pórfiro em profundidade associados aos superficiais depósitos epitermais, o que geraria um acréscimo no valor do prospecto de mineralização epitermal estudado. Mas para que o estudo dos litotipos profundos se torne economicamente viável novos métodos de diagnóstico da interface entre a região epitermal (distal à intrusão magmática geradora dos depósitos) e a região em que ocorrem os depósitos pórfiros (proximal à intrusão magmática) são necessários, uma vez que o custo do metro de sondagem torna economicamente difícil de viabilizar a execução de múltiplos furos exploratórios. Ou seja, é necessária a criação de uma forma de se aferir se os furos exploratórios estão chegando às cercanias da região pórfira deste sistema. Para tanto é

necessário estabelecer critérios que auxiliem nas diversas tomadas de decisão que um projeto de exploração encara com pouco material amostrado disponível, como por exemplo, se um furo deve ser continuado ou interrompido após certa profundidade sem que haja indícios visíveis da mineralização.

Figura 3. Modelo de um sistema Epitermal-Pórfiro (Hedenquist & Lowestern, 1994).

A utilização da geoquímica isotópica em exploração mineral tem como foco principal auxiliar no estabelecimento de modelos conceituais de depósitos minerais. Para o melhor entendimento da evolução geológica destes depósitos certos parâmetros precisam ser observados. São eles: a) idade e natureza da fonte dos fluidos mineralizantes; b) idade de migração do fluido; c) tipo de fluido envolvido e caracterização do processo de interação fluido-rocha; d) controles da mineralização: tipos e idades; e) idade e temperatura da precipitação e concentração dos metais, e f) preservação da mineralização (Ferreira *et al.*, 2007). A utilização de geoquímica isotópica possibilita uma melhor compreensão destes tópicos, sendo de grande valor na confecção e refinamento de modelos conceituais.

A intenção deste trabalho é contribuir para estas questões com a introdução de uma proposta de utilização dos isótopos de chumbo (Pb) presentes nos fluidos mineralizantes como vetor de proximidade de sistemas porfíricos a partir da caracterização do comportamento destes isótopos na zona de transição entre o domínio epitermal e o domínio pórfiro. Esta proposta se baseia nas relações entre os isótopos de Pb nos depósitos epitermais e do tipo pórfiro observadas por Marcoux *et al.* (2002),

onde fica clara a relação entre uma assinatura isotópica mais homogênea para os depósitos do tipo pórfiro e uma assinatura isotópica mais dispersa para os depósitos epitermais (Ver o item “Comportamento do Pb em Sistemas Epitermais-Pórfiros” desta dissertação para maiores detalhes). A utilização dos isótopos de Pb visa contribuir para o processo decisório e é de grande interesse para a exploração mineral, uma vez que este raciocínio se aplica tanto a pesquisas de greenfields como a pesquisas de brownfields, ou seja, a todos os depósitos epitermais já encontrados no mundo.

Para o desenvolvimento desta pesquisa foi selecionada a mineralização aurífera do Distrito de Marmato na Colômbia devido ao fato de ser possível uma amostragem das zonas mineralizadas em diversas profundidades, desde as zonas mais superficiais, onde ocorrem mineralizações epitermais até as zonas mais profundas, fato que possibilitou um estudo detalhado do comportamento dos isótopos de Pb neste perfil vertical.

1.1 Contextualização e caracterização de Marmato

No Distrito Aurífero de Marmato a topografia da área é montanhosa, com relevo acidentado e cotas topográficas variando entre 680 a 2000m de altitude, com encostas de até 60° de inclinação, sendo que a maioria da vegetação primária foi destruída devido ao garimpo (Prieto, 1998). Este distrito mineiro é composto por dois morros, El Burro e Echandia, e pelo sopé dos mesmos, como pode ser observado na Figura 4.

Marmato está inserido em uma região com clima marcado por duas estações distintas, o verão seco e o inverno chuvoso. A média de precipitação anual varia de 1000 a 2300mm e a temperatura média anual é de 24°C (HIMAT, 1994). A maioria da vegetação primária foi destruída devido às atividades mineiras. Esta atividade também causa danos às águas da região e Prieto (1998) detectou altos níveis de metais nos riachos da região, sendo que destes Zn, Cd, Cu e As se destacam. As águas oriundas de Marmato são consideradas impróprias para o consumo, agricultura, vida aquática e uso industrial. O Rio Cauca, onde o riacho de Marmato desagua, não apresenta índices preocupantes de concentração de metais, uma vez que o volume de água deste riacho é muito inferior ao volume de água contido no Cauca.

O Distrito Aurífero de Marmato é subdividido em três partes distintas: a Zona Alta (localizada no morro El Burro), a Zona Baja e Echandia. A divisão entre a Zona Alta e a Zona Baja foi criada em 1954 pelo decreto 2223, com o intuito de permitir que as concessões de lavra se dessem em níveis horizontais. A Zona Alta possui variação de

altitude desde o topo do moro, a cerca de 1705m até o limite com a Zona Baja, que varia entre 1207 e 1298 m. Echandia se localiza a nordeste da Zona Alta. A produção aurífera desta localidade data do século XVI, quando os espanhóis iniciaram o processo de colonização da Colômbia. O ouro extraído era do tipo placer e em mineração em pequena escala de veios hidrotermais ricos em Au, com teores entre 6 e 30 g/ton (SRK Consulting, 2012). Nos dias atuais as atividades mineiras são tanto do tipo industriais como por meio de garimpo.

Em 2010, último ano com dados disponibilizados pelo Sistema de Información Minero Colombiano, o Distrito Aurífero de Marmato produziu 92,45% % da produção de Au e 99,87% da produção de Ag do Departamento de Caldas e 2,07 % de todo o Au e 12,35% de toda a Ag produzidos na Colômbia, o que equivale a 1109.8kg de Au e 1890.0kg de Ag (Tabela 1).

Tabela 1. Produção de Au e Ag do Distrito Aurífero de Marmato (SIMCO)

Ano	Produção de Au (gramas)	Produção de Ag (gramas)
2004	1235677.32	1724240,52
2005	1964930.98	1974684,33
2006	1394174.54	2242188,46
2007	1104878.63	1858104,52
2008	1058064.76	1930736,40
2009	1134730.93	1887887,31
2010	1109847.91	1890072,24
Total	9002305.07	13507903,78
Média	1286043,58	1929700,54

Os estudos iniciais em Marmato focaram os níveis mais superficiais. A partir destas primeiras sondagens calcularam-se as reservas medidas, indicadas e inferidas deste depósito (2.400; 8.100 e 1.900 MOz respectivamente), sendo que a mineralização se estenderia até a cota 720 aproximadamente, como pode ser observado na Figura 5.

Em 2012 um novo programa de sondagem foi realizado para melhor avaliação das reservas minerais (Figura 6). Estas sondagens alcançaram níveis mais profundos que também apresentam mineralizações de Au. A partir destes estudos hoje se considera que as mineralizações extendam-se mais 700m verticais de profundidade, com largura de até 600m (Figura 7), o que representa um crescimento de 10-15 MOz nas reservas de

Marmato, ou seja, um aumento de cerca de 18% em relação as reservas estimadas em 2011 (Gran Colombia Gold Corporate Presentation, 2013).

Figura 4. Vista aérea de Marmato com a localização da Zona Alta, Zona Baja e Echandia.

Figura 5. Seção do Distrito Aurífero de Marmato com o teor de Au associado. Na figura é possível observar as reservas medidas, indicadas e inferidas (SRK Consulting, 2012).

No Distrito Aurífero de Marmato, o teor médio de Au é de 0,9g/tonelada com cut off de 0.3g/tonelada e reserva medida e indicada de 410 Mtoneladas de minério, o que dá cerca de 11.7 Moz de Au (SRK Consulting, 2012). Assumindo-se o preço do ouro em U\$1205.125 por onça (sendo que uma onça (oz) = 31.10g e o preço do Au utilizado segundo a cotação do dia 10/10/2014 com 1g custando U\$38.75) o valor aproximado deste depósito é de 14.1bilhões de dolares.

Figura 6. Campanhas de sondagem realizadas em Marmato (SRK Consulting, 2012).

Figura 7. Depósito de Marmato com os teores de Au de acordo com a profundidade. Nesta seção é possível observar o resultado da campanha de sondagem realizada em 2012 (Gran Colombia Gold Corporate Presentation, 2013).

1.2 Localização da área de estudo

A área de estudo desta dissertação de mestrado está localizada no município de Marmato, Departamento de Caldas, Colômbia. A cidade de Marmato está situada a 50 km de Manizalez, cidade capital deste departamento, no sentido N-NW (Figura 8).

A principal via de acesso da região é a rodovia Troncal de Occidente, que liga as cidades de Medellín e Pereira, capitais dos departamentos de Antioquia e Risaralda respectivamente. A partir desta rodovia o acesso ao município de Marmato é feito na localidade conhecida como La Felisa, de onde parte uma estrada vicinal. Após cerca de 7 km nesta via chega-se a cidade de Marmato.

O município de Marmato encontra-se no flanco leste da Cordilheira Occidental dos chamados Andes Colombianos, nas adjacências do Rio Cauca. A cota mínima desta região é justamente no vale deste rio, com altitude de cerca de 600m em relação ao nível do mar, enquanto que a sua cota máxima é de cerca de 1800m na parte alta do setor de Echandia.

Figura 8. Localização de Marmato em diferentes escalas em A, B, C e D, sendo que em C a imagem representa o relevo.

2 Materiais e Métodos

Para a execução deste trabalho diversas ferramentas foram empregadas e neste capítulo será apresentada uma síntese das mesmas.

2.1 Levantamento Bibliográfico

Este projeto de pesquisa contou com uma extensa pesquisa de bibliografia focada em compreender a evolução geológica da área de estudo, a utilização dos isótopos na geologia e os modelos de gêneses de depósitos epitermais, do tipo pórfiro e orogênicos.

O Distrito Mineiro de Marmato tem sido objeto de estudo de diversos autores ao longo do tempo. Os trabalhos consultados visando à caracterização da geologia local de Marmato foram: Botero (1963), Lopez-Rendon (1991), Pinzón (2002), Prieto (1998), Restrepo *et al.* (1981), Rossetti & Colombo (1999), Sillitoe (2008), Tassinari *et al.* (2008), além de relatórios técnicos fornecidos pela empresa Gran Colombia Gold.

Os trabalhos consultados visando à compreensão da evolução geológica regional foram: Aleman & Ramos (2000), Álvarez (1987), Blandón & Gorin (2013), Bustamante *et al.* (2011), Calle & González (1982), Cediél *et al.* (2003), Chicangana (2005), Feininger *et al.* (1972), Gómez-Cruz *et al.* (1995), Kerr *et al.* (1997), Moreno-Sánchez (2008), Nivia *et al.* (2006), Ordóñez-Carmona *et al.* (2006), Ordóñez-Carmona & Pimentel (2002), Pindell & Kennan (2009), Restrepo *et al.* (2009), Restrepo & Toussaint (1988), Restrepo *et al.* (1981), Taboada *et al.* (2000), Villagómez & Spikings (2013), Villagómez *et al.* (2011), Vinasco (2001), Vinasco & Cordani (2012).

A conceituação teórica de modelos de depósitos epitermais, depósitos tipo pórfiro e depósitos orogênicos bem como a caracterização dos processos neles atuantes e uma melhor compreensão dos mesmos foram obtidas dos trabalhos de: André-Mayer *et al.* (2002), Arribas Jr. (1995), Berger *et al.* (2008) Bohlje (1982), Gemmell *et al.* (2004), Goldfarb *et al.* (2001), Groves *et al.* (1992), Groves *et al.* (1998), Hedenquist *et al.* (2000), Hedenquist & Lowenstern (1995), Heinrich (2005), Inverno (2011), Juliani *et al.* (2005), Juliani (2002), McCuaig *et al.* (1993), Sillitoe *et al.* (1996), Sillitoe (2010), Sillitoe & Hedenquist (2003), Taylor (2007), Turner (2001), White & Hedenquist (1995), White & Poizat (1995), Wilkinson (2001) e em anotações de aula e apresentações da disciplina de pós-graduação “Alteração hidrotermal e

mineralizações em sistemas vulcano-plutônicos” ministrado na Universidade de São Paulo pelos professores doutores Caetano Juliani, Gustavo Correa de Abreu e pela professora doutora Lena Virgínia Soares Monteiro

Os trabalhos e livros consultados para uma melhor compreensão sobre a utilização das relações isotópicas nas geociências, tanto na geocronologia como na geoquímica, foram: Betsi *et al.* (2003), Bowman *et al.* (1987), Chen *et al.* (2008), Faure & Mensing (2004), Faure *et al.* (2002), Ferreira *et al.* (2007), Gulson (1986), Holmes (1946), Parrish & Noble (2003), Patterson (1956), Stacey & Kramers (1975), Steiger & Jager (1977), Tassinari *et al.* (2008), Toulkeridis *et al.* (2010), Zartam & Doe (1981), entre outros e em anotações de aula e apresentações da matéria Geocronologia (GMG5821-6/3) ministradas pelas professoras doutoras Marly Babinski, Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda e em anotações de aula e apresentações da matéria Isótopos Radiogênicos Aplicados à Metalogenia e Exploração Mineral (GMG5834-1/4) ministrada pelo professor doutor Colombo Celso Gaeta Tassinari.

2.2 Trabalho de campo

Uma etapa de campo foi realizada entre os dias 19 de março e 26 de março de 2013, no município de Marmato, Departamento de Caldas, Colômbia. Nesta etapa foi realizada a amostragem dos litotipos relacionados às mineralizações auríferas da região, e o reconhecimento geológico das principais feições e estruturas das zonas mineralizadas e de suas rochas hospedeiras. Esta etapa de campo contou com o auxílio de toda a equipe da Gran Colombia Gold, que cedeu acesso a galerias e testemunhos de sondagens, além de hospedagem, transporte e alimentação.

2.3 Amostragem

A coleta de amostras deste trabalho foi realizada em diferentes cotas topográficas, tanto em galerias subterrâneas como em testemunhos de sondagens. Os alvos dessa amostragem foram os veios de quartzo mineralizados, onde é possível se extrair sulfetos formados durante a mineralização, as rochas encaixantes com alterações hidrotermais distintas, de acordo com a distância do veio mineralizado. (Figura 9).

Figura 9. A) Exemplo de material amostrado nas galerias visitadas e B) exemplo de amostra selecionada nos testemunhos de sondagem fornecidos pela Gran Colombia Gold durante o trabalho de campo na região.

As galerias subterrâneas amostradas foram: Clavada 5, Mina Cañabrava, Mina La Palma além dos níveis 16 e 18 da mina pertencente a companhia Mineiros Nacionales. Além destas ainda foram amostrados oito poços denominados: ECH02, ECH04, ECH06, MT1205, MT1372, MT1386, MT1390 e MT1500. Uma relação de todas as amostras coletadas, totalizando 60, tanto nas galerias subterrâneas como nos testemunhos de sondagens, é apresentada em Anexo I.

2.4 Seleção de amostras para a execução de seções delgadas e polidas

Destas 60 amostras 17 foram selecionadas, de acordo com a sua representatividade, para execução de seções delgadas visando à caracterização dos litotipos presentes na localidade de Marmato e a ratificação dos dados obtidos através de petrografia em trabalhos consultados para a realização deste projeto. Para tanto foram selecionadas amostras representativas de veios mineralizados, rochas encaixantes que sofreram alteração hidrotermal pela ação do fluido mineralizante em escalas variáveis.

Outras 10 amostras foram selecionadas para a execução de seções polidas para que os minerais opacos pudessem ser descritos, complementando as informações obtidas na descrição das seções delgadas e caracterizando os minerais de minério.

2.5 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

As 10 seções polidas também foram analisadas com o MEV (microscópio eletrônico de varredura) com o auxílio da geóloga Sheila Schuindt do Carmo no Laboratório de Caracterização Tecnológica (LCT) do Departamento de Engenharia de Minas e de Petróleo da Escola Politécnica (EP) da Universidade de São Paulo (USP). As análises foram efetuadas em microscópio Stereoscan 440, marca LEO, com espectrômetro de raios X por dispersão de energia (EDS) Inca X-act, marca Oxford. A rotina de trabalho estipulada compreendeu a coleta de imagens de elétrons retroespalhados e análises químicas pontuais (EDS) para a caracterização composicional das amostras. As amostras foram metalizadas com carbono e fixadas em suporte próprio para MEV.

2.6 Fotografias

As fotografias de lâminas utilizadas nesta dissertação foram tiradas pelo autor no Laboratório de Microscopia Ótica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. O equipamento utilizado foi um microscópio Olympus BX50 com câmera fotográfica Olympus Evolt E-330 acoplada no caso das fotos de seções delgadas e um microscópio Olympus BX50 com câmera Infinity 1 e sistema analiSys starter acoplado no caso das fotos de seções polidas.

2.7 Seleção de amostras para as análises isotópicas

As 60 amostras coletadas foram subdivididas de acordo com a sua cota topográfica e composição mineralógica. A partir destas cotas e da presença de sulfetos nas amostras foi possível selecionar 27 amostras distintas que caracterizam a assinatura isotópica de Pb desde a altitude de 1510m até a altitude de 188m.

2.8 Preparação de amostras para as análises isotópicas

Destas 60 amostras coletadas 27 foram selecionadas para as análises dos isótopos de Pb levando-se em conta a ocorrência de sulfetos, que por terem sido precipitados junto com o ouro a partir do mesmo fluido hidrotermal possuem a mesma assinatura isotópica. Para a concentração dos sulfetos (pirita em 26 amostras e pirrotita

em uma) as amostras foram fragmentadas com o auxílio de um conjunto de pilão de aço e moinho de disco.

O material resultante da fragmentação das amostras foi peneirado em um conjunto de peneiras de até a malha 35-60 mesh e em alguns casos até a malha 60-100 mesh. Estes fragmentos desagregados foram então examinados em uma lupa Leica S6E conectada a um iluminador Nikon NI-150 e cerca de 1g de sulfeto de cada amostra foi concentrada para a análise isotópica. Em 9 amostras foi necessário a utilização do separador eletro-magnético Frantz Isodynamic modelo L1 e da separação em meio denso com a utilização de iodeto de metileno e bromofórmio devido granulação fina dos sulfetos de algumas amostras e/ou a baixa frequência de ocorrência dos mesmos.

2.9 Análise isotópica

As análises isotópicas de Pb foram realizadas em 27 amostras de pirita. Para tanto foram utilizados savillex de teflon nos quais foram colocados 0,05mg do material previamente pesado em balança analítica de precisão. Este material foi posteriormente atacado quimicamente pelos ácidos HCl, HNO₃ e HBr, de acordo com a sequência de procedimento adotada em Babinski *et al.* (1999). A separação do Pb foi feita em uma coluna de troca iônica AG 1-X8 200-400 mesh chloride form Bio-Rad. As medidas isotópicas foram executadas em um espectrômetro de massa Finigan Mat model 262, com analisador de modo estático, filamentos simples de Re, sendo que a amostra foi depositada em conjunto com H₃PO₄ e sílica gel.

3 Depósitos Minerais

3.1 Depósitos Epitermais

Os depósitos epitermais foram primeiramente definidos por Lindgren (1923, 1933 *apud* White & Hedenquist, 1995) como depósitos formados a baixas temperaturas e profundidades, tipicamente abrigando mineralizações de Au, Ag e metais de base, além de Hg, Sb, S caulinita, alunita e sílica, critérios que ainda são utilizados até os dias de hoje, mas que foram aprimorados com a evolução do conhecimento científico. Nos dias atuais estes depósitos são definidos principalmente a partir do seu processo de formação, em que fluidos hidrotermais interagem com a rocha hospedeira em condições de baixas temperaturas e pressões (Taylor, 2007). Quase qualquer tipo de rocha pode hospedar um depósito epitermal, entretanto rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares são as rochas hospedeiras mais frequentes, devido sobretudo a sua localização em ambientes vulcânicos. A mineralização ocorre por substituição (e.g. por solução e reprecipitação) ou por preenchimento de espaços pré-existentes (e.g. veios, brechas e poros). Estes depósitos são formados em condições de temperatura que variam entre <150°C a ≈300°C, desde a superfície até profundidades de 1 a 2 km (White & Hedenquist, 1995). Em escala local os depósitos epitermais ocorrem em contexto tectônico extensivo, onde a ascensão da intrusão magmática ocorre. O ambiente superficial em que estes depósitos são formados se caracteriza por rápidas mudanças nas condições de pressão e temperatura, o faz com que o fluido sofra efervescência (com ou sem ebulição, processo denominado de *boiling*), se misture com outros fluidos (*mixing*), e interaja com as rochas, causando alterações no estado de oxidação e de pH do mesmo e com isso precipitando os metais de interesse econômico (Hedenquist *et al.*, 2000).

Nos dias atuais são reconhecidos três subtipos de depósitos epitermais, denominados *high sulfidation*, *intermediate sulfidation* e *low sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000, Sillitoe & Hedenquist, 2003), sendo que o uso dos termos *high*, *intermediate* e *low sulfidation* em inglês foi recomendado em detrimento a outras alternativas (alta, intermediária e baixa sulfetação) (Juliani e Monteiro, 2013, (comunicação oral)). Esta divisão é baseada principalmente na geoquímica do fluido mineralizante e nas condições por este geradas. Desde os primeiros estudos sobre estes depósitos diversos nomes já foram propostos, Sillitoe & Hedenquist (2003) apresenta uma síntese da

evolução da nomenclatura destes depósitos (Tabela 2). Diversos outros trabalhos de síntese mais antigos e relatórios técnicos de empresas consideram somente a existência dos subtipos *high sulfidation* e *low sulfidation* (e. g. a USGS não considera a existência do tipo *intermediate sulfidation* em seus modelos de depósitos minerais). Outras nomenclaturas utilizadas anteriormente dividiam os depósitos epitermais de acordo com a assembleia mineralógica que os fluidos precipitam (e. g. Rossetti & Colombo (1999), que trata de Marmato como um “adularia-sericite gold deposit”). Dentro destas duas categorias os depósitos epitermais ainda podem ser classificados de acordo com as *commodities* minerais de cada depósito. Deste modo White & Poizat (1995) definem quatro estilos de depósitos epitermais distintos, que são: depósitos epitermais *low sulfidation* com precipitação de Au e Ag, depósitos epitermais *low sulfidation* com precipitação de Ag, Au e metais base, depósitos epitermais *low sulfidation* com precipitação de estanho, Ag e metais base e depósitos epitermais *high sulfidation* com precipitação de Au, Ag e Cu.

Tabela 2. Síntese da evolução da nomenclatura dos depósitos epitermais (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Acid	Alkaline		Sillitoe (1977)
	Epithermal		Buchanan (1981)
Enargite-gold			Ashley (1982)
		Hot-spring type	Giles and Nelson (1982)
High sulfur	Low sulfur		Bonham (1986, 1988)
Acid sulfate	Adularia-sericite		Hayba et al. (1985), Heald et al. (1987)
High sulfidation	Low sulfidation		Hedenquist (1987)
Alumite-kaolinite	Adularia-sericite		Berger and Henley (1989)
	Type 1 adularia-sericite	Type 2 adularia-sericite	Albino and Margolis (1991)
High sulfidation	High sulfide + base metal, low sulfidation	Low sulfide + base metal, low sulfidation	Sillitoe (1989, 1993a)
High sulfidation	Intermediate sulfidation	Low sulfidation	¹ Hedenquist et al. (2000)

¹ Nomenclatura adotada nesta dissertação

Os principais bens minerais extraídos de depósitos epitermais são o Au e a Ag, porém outros bens minerais (Cu, As, Sb, Pb, Zn, Hg, Sb) podem ocorrer em determinado depósito. Os depósitos epitermais do subtipo *high sulfidation* tipicamente possuem menores teores de Au por tonelada do que os subtipos *low sulfidation* (Hedenquist *et al.*, 2000).

Uma definição rigorosa dos depósitos epitermais é difícil, devido à variabilidade de processos e feições que ocorrem nestes (Henley, 1991). É importante ressaltar que os

subtipos *high sulfidation* e *low sulfidation* representam *endmembers* de um estilo de mineralização que ocorre como um *continuum* na natureza, e que, portanto, podem apresentar diversas características distintas e sobrepostas. Esta nomenclatura se refere ao estado de fugacidade de enxofre (S) no fluido hidrotermal (Figura 10). Depósitos *low sulfidation* irão formar sulfetos ($-S^{-2}$), pois sendo o seu magma reduzido este apresenta H_2S como fase de enxofre característica. Os depósitos *high sulfidation* por sua vez apresentam magma oxidado com presença de SO_4 , além do H_2S , o que gera uma assembleia mineralógica distinta, com maior presença de sulfatos ($-SO_4^{-2}$). Sendo assim podem ocorrer depósitos com características predominantemente de um dos subtipos e algumas características do outro, depósitos em que os fluidos evoluem e mudam de estado de fugacidade de S, além de depósitos intermediários, denominados de *intermediate sulfidation*, que apresentam características muito semelhantes aos *low sulfidation*. Hedenquist *et al.* (2000) considera que existem evidências para uma associação espacial e genética entre os depósitos *high sulfidation* e *intermediate sulfidation* e para Einaudi *et al.* (2003) eles podem ser considerados como depósitos potencialmente transicionais.

Figura 10. Diagrama de Einaudi et al. (2003) correlacionando a fugacidade do S com a assembleia mineralógica formada em diferentes depósitos epitermais, desde very low sulfidation até very high sulfidation, passando por low, intermediate e high sulfidation (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

A maioria dos depósitos epitermais conhecidos são terciários em zonas que ainda apresentam atividade tectônica relacionada à evolução de arcos magmáticos, como ao longo das Montanhas Rochosas na América do Norte e dos Andes, na América do Sul (Figura 12) (Taylor, 2007). Isto ocorre devido à baixa profundidade em que estes depósitos são formados, o que torna sua preservação ao longo do tempo geológico improvável. Porém existem exemplos de depósitos epitermais ao longo de todo o Fanerozóico (e. g. o depósito epitermal mais jovem da Austrália possui idade cretácica e normalmente os depósitos deste país são do Paleozóico) e outros epitermais mais antigos têm sido também descritos na literatura (e. g. Juliani *et al.* (2005) descreve um depósito de *high sulfidation* paleoproterozóico na Província Aurífera do Tapajós, no Craton Amazônico), neste caso tratam-se de depósitos que foram preservados dos agentes erosivos por estarem cobertos por rochas vulcânicas e sedimentares formadas logo após as mineralizações.

São considerados depósitos epitermais os depósitos associados a vulcanismo/magmatismo continental, embora processos semelhantes aos ocorridos para a precipitação dos metais ocorram em outros ambientes. Outros depósitos relacionados à atividade magmática em níveis rasos poderiam ser considerados epitermais em um sentido mais amplo (e. g. depósitos VMS (vulcanogenic massive sulphide), formados na parte superficial da crosta oceânica a partir de fluidos hidrotermais) (Dubé *et al.*, 2007). Assim como nos depósitos epitermais, nos depósitos VMS reconhece-se os subtipos *high* e *low sulfidation* (Sillitoe *et al.*, 1996). Muitos dos processos de enriquecimento dos metais nos fluidos e deposição dos mesmos ocorrem tanto nos depósitos continentais (epitermais *sensu stricto*) e oceânicos (VMS). Entretanto algumas características presentes nos depósitos epitermais são ausentes nestes depósitos marinhos (e. g. zonas de alteração relacionadas ao vapor e influência de água meteórica) (Taylor 2007).

Associado aos depósitos epitermais podem ocorrer *hot springs* com zonas de intensa alteração associada ao vapor aquecido e geyséritos. Estas zonas de *hot springs* são formadas na superfície de crosta, o que a torna muito suscetível à erosão. Para White e Hedenquist (1995) estas zonas de *hot springs* ocorrem associadas ao subtipo *low sulfidation* enquanto que para Taylor (2007) elas podem estar relacionadas a qualquer um destes subtipos. Nestas zonas também ocorre à precipitação dos metais,

porém sem viabilidade econômica. (e.g. na Islândia ocorre a deposição de Au nas usinas geotermiais, porém sem economicidade devido à baixa quantidade).

Na Figura 11 são mostradas as características básicas dos tipos *high sulfidation* e *low sulfidation* desta série de depósitos hidrotermais. Esta separação visa uma simplificação na compreensão da gênese destes depósitos, mas deve se ter em conta que variações são esperadas em depósitos específicos.

Figura 11. Principais características dos endmembers high e low sulfidation (White & Hedenquist, 1995).

Figura 12. Localização global de alguns dos principais depósitos epitermais high e low sulfidation e depósitos intrusion related (Taylor, 2007).

3.1.1 Depósitos Epitermais *High Sulfidation*

Os depósitos epitermais *high sulfidation* são gerados por fluidos ácidos ($\text{pH} < 2$) e oxidados, com baixa contribuição de água meteórica e presença marcante de água magmática rica em enxofre (S), carbono (C) e cloro (Cl). O minério se concentra predominantemente em quartzo residual (vuggy silica) e também por substituição. Subordinadamente minerais de minério também ocorrem em veio e na forma de stockwork. Este subtipo usualmente ocorre próximo à fonte magmática. Os depósitos epitermais *high sulfidation* possuem características mineralógicas e isotópicas semelhantes às características de zonas de alteração argílica muito desenvolvidas, nas mineralizações do tipo pórfiro devido principalmente as características dos fluidos. Nestes depósitos o principal mecanismo de precipitação mineral é o *mixing*.

Os depósitos epitermais *high sulfidation* são os depósitos epitermais formados a partir de fluidos ácidos e oxidados. Estes fluidos são gerados em ambientes hidrotermais nas adjacências de ambientes vulcânicos. Em profundidade este fluido apresenta pouca interação com as rochas, porém quando este fluido ascende ele passa a ter um extensivo processo de interação com as rochas, causando alteração argílica durante a mineralização. O fluido apresenta temperaturas entre 200°C e 300°C, pH entre 0 e 2 e caráter oxidado. Inclusões fluidas em minerais de minério e quartzo indicam que este fluido possui salinidade de 2-5 % peso eq. de NaCl. Abaixo da zona mineralizada a salinidade aumenta significativamente para 20-30 % peso eq. NaCl. Estas características fazem este fluido reagir e lixiviar intensamente as rochas próximas à superfície.

A mineralogia de minério mostra certo grau de sobreposição, uma vez que o principal mineral de minério em ambos os casos é a pirita. As principais diferenças entre a mineralogia de minério dos depósitos epitermais *high sulfidation* e *low sulfidation* podem ser observadas na mineralogia dos sulfetos (com excessão da pirita), pois estas refletem a diferença nas condições de oxirredução do fluido hidrotermal. Nos depósitos *low sulfidation* a presença de esfalerita e arsenopirita é comum, enquanto nos depósitos *high sulfidation* a esfalerita é e a arsenopirita são raras. Nos depósitos de *high sulfidation* ocorre Au nativo e em associação com a Ag (electrum). Este Au ocorre tipicamente associado com pirita, enargita, covelatita, bornita e calcosita. Os depósitos *high sulfidation* geralmente possuem minerais que ricos em Cu, dentre os quais enargita, luzonita, tenartita e tetrahedrita, o que não ocorre nos depósitos *low sulfidation*. A abundância total dos sulfetos, especialmente a pirita, não pode ser usada

para distinção destes dois tipos de depósitos uma vez que ela pode ser alta ou baixa em ambos (White & Hedequist, 1995).

Assim como ocorre com a mineralogia de minério a mineralogia de ganga também apresenta um certo grau de sobreposição entre estes dois subtipos, principalmente em relação ao quartzo, principal mineral de ganga em todos os subtipos de depósitos epitermais. As diferenças são reflexo do pH distinto do fluido hidrotermal destes dois sistemas. Com isso os minerais de ganga formados são minerais formados em condições de pH ácido, principalmente a caulinita e a alunita, além de pirofilita, barita, diásporo e sulfatos e fosfatos de P-, Sr-, Pb e ETR (Figura 13). Estes minerais são comuns nos depósitos *high sulfidation*, porém em quantidades diminutas. Calcita não é característica deste subtipo devido às condições ácidas do fluido (White & Hedequist, 1995).

Figura 13. Minerais formados em fluidos com diferentes condições de pH e temperatura (White & Hedenquist, 1995).

Os depósitos epitermais *high sulfidation* apresentam zonas de alteração hidrotermal que evoluem conforme a distancia do corpo de minério. Em posição mais distal em relação ao corpo de minério ocorre uma zona de alteração propilítica com

assembleia mineral de clorita + calcita $\pm$ epidoto. Em posição intermediária a alteração gerada pelo sistema hidrotermal é a alteração argílica. Esta alteração apresenta assembleia mineral de caulinita $\pm$ sericita/ilita $\pm$ esmectitas. Conforme o corpo de minério se aproxima a influência do sistema hidrotermal é maior e com isto a alteração argílica grada para uma alteração argílica avançada. A alteração argílica avançada possui assembleia mineral composta por quartzo + alunite $\pm$ caulinita $\pm$ pirofilita $\pm$ dickita. O corpo de minério propriamente dito se precipita em uma zona em que a lixiviação resultante do processo hidrotermal é tão forte que a rocha é basicamente composta somente por quartzo, com alunite e barita como minerais traço, esta zona é denominada sílica residual ou *vuggy silica* (Figura 14).

Figura 14. Seção esquemática da alteração hidrotermal presente em depósitos epitermais *high sulfidation* devido à interação do fluido oxidado e ácido com a rocha encaixante (Hedenquist et al., 2000).

Existe pouca variabilidade textural em depósitos epitermais *high sulfidation* e a sua distinção com base somente em critérios texturais não é viável para a maioria dos depósitos. No caso dos depósitos epitermais *high sulfidation* a textura predominante é o quartzo residual, que tem ocorrência associada à lixiviação sofrida, principalmente, pelo feldspato (Taylor, 2007). Estes espaços são preenchidos por uma reprecipitação de quartzo e precipitação de sulfetos, em geral a pirita, que é o mineral de minério. Subordinadamente também ocorrem mineralizações em veios e brechas.

3.1.2 Depósitos Epitermais *Low Sulfidation*

Os depósitos epitermais *low sulfidation* possuem fluidos com pH neutro ou próximo do neutro (pH entre 6 e 7), com predominância de água meteórica e

subordinadamente água magmática no fluido. Os ambientes *low sulfidation* podem ocorrer associados a *hot springs*. Estes depósitos são considerados distais em relação à fonte magmática, sendo que o seu primo *high sulfidation* é considerado proximal. O principal mecanismo de precipitação mineral nestes depósitos é o *boiling*.

Diferentemente do que ocorre em depósitos epitermais *high sulfidation* os depósitos epitermais *low sulfidation* apresentam fluidos com o pH 6 – 7 e caráter reduzido. A composição do fluido hidrotermal associado a ambientes *low sulfidation* apresenta predomínio de água meteórica (Hedenquist & Lowenstern, 1994). Em alguns sistemas ocorrem também água e gases magmáticos, que contribuem com carbono (C) e enxofre (S) para o sistema. Durante a ascensão deste fluido à superfície ele entra em equilíbrio com a rocha, se tornando reduzido e com pH neutro. Esta interação faz com que o fluido apresente NaCl, CO₂ e H₂S como principais componentes. Paradoxalmente, quanto maior for o volume do magmatismo associado com estes depósitos mais claro é o predomínio de água meteórica neste sistema. Isto ocorre, pois grandes intrusões magmáticas criam maiores e mais duradouras células de convecção de água meteórica, chegando a atingir 7km de profundidade.

Como já foi citado anteriormente, a pirita é o principal mineral de minério nos dois tipos de depósitos. Em ambientes *low sulfidation* a ocorrência de esfalerita e arsenopirita é comum, enquanto em ambientes *high sulfidation* é rara a ocorrência deste par mineral. Minerais ricos em Cu ocorrem associados a ambiente *high sulfidation* e são raros em ambientes *low sulfidation*.

Como mineral de ganga é comum a ocorrência de adularia e calcita, minerais que refletem as condições de pH neutro. A adularia é uma variedade de feldspato potássico com hábito pseudo-ortorrômbico que se cristaliza em baixas temperaturas em sistemas hidrotermais. Ela é característica dos depósitos *low sulfidation*, que anteriormente já foram denominados de depósitos epitermais do tipo adularia-sericita (Vlach, 2002). Estes minerais não ocorrem nos ambientes *high sulfidation*. O quartzo é o mineral de ganga mais comum nos ambientes *high sulfidation* e *low sulfidation*.

Nos depósitos epitermais *low sulfidation* as alterações hidrotermais também apresentam uma gradação condicionada pela proximidade ao sistema hidrotermal, porém os fluidos envolvidos neste sistema são neutros e reduzidos, e, portanto, a interação entre o fluido e a rocha resulta em diferentes zonas de alteração hidrotermal

em relação aos depósitos epitermais *high sulfidation* (Figura 15). Nos depósitos *low sulfidation* a alteração distal ao corpo de minério também é a alteração propilítica, com assembleia mineral composta por clorita + calcita $\pm$ epidoto. Na sequência do vetor de alteração ocorre a alteração argílica, composta basicamente por esmectita + argilominerais $\pm$ clorita. Conforme a proximidade com o corpo de minério aumenta a zona de alteração hidrotermal grada para a alteração sericítica, que é composta por sericita/ilita + quartzo $\pm$ adularia. A mineralização propriamente dita ocorre normalmente em veios de quartzo bandados em que a presença de sulfetos é marcante. Subordinadamente também pode existir calcedônia, adularia e carbonato (Hedenquist *et al.*, 2000). Nestes depósitos também é observada um gradiente na alteração de acordo com a profundidade. Em regiões mais superficiais as alterações hidrotermais geram argilominerais onde em regiões mais profundas sericitas se desenvolvem.

Os depósitos epitermais *low sulfidation* apresentam uma grande variabilidade de texturas. Ocorrem veios de quartzo crustiforme, calcedônia com bandamento, cavidades drusas e veios com múltiplos episódios de brechamento. Estes múltiplos episódios de brechamento refletem múltiplos episódios de deposição mineral devido ao *boiling* e consequente faturamento hidráulico gerado por ele, seguido por uma liberação de pressão explosiva (possivelmente associada com gêiseres em superfície). Calcita placóide é comum e pode sofrer substituição por quartzo quando o sistema resfria.

Figura 15. Seção esquemática das zonas de alteração hidrotermal em um sistema epitermal *low sulfidation*. A existência de uma região de minério disseminada é

associada ao processo de boiling que o fluido mineralizante sofre (Hedenquist et al., 2000).

Apesar de ser um tópico de grande importância para a geologia econômica as alterações hidrotermais ainda carecem de um trabalho de síntese, uma vez que diversos autores usam diferentes terminologias para classificar alterações hidrotermais com mesma paragênese mineral (e. g Meyer & Hemley (1967) *apud* Corrêa Silva (2002) e Corbett & Leach (1998)). Nesta dissertação serão utilizados as nomenclaturas “alteração propilítica”, “alteração argílica”, “alteração argílica avançada”, “silicificação” e “alteração sericítica” em consonância com a nomenclatura utilizada por Hedenquist *et al.* (2000). Vale ressaltar que o termo “sericita” é empregado para designar micas brancas de granulação fina e pode abranger muscovitas, ilitas e paragonitas. As características destas alterações podem ser observadas na Tabela 3 apresentada abaixo:

Tabela 3. Alterações hidrotermais em depósitos epitermais low sulfidation de acordo com Hedenquist et al. (2000).

Silicificação	Veio de quartzo de tamanho variados, brechas e <i>stockworks</i> silicificados, sínter de sílica e camadas de calcedônia e opala.
Alteração Argílica Avançada	Caulinita-alunita-(ilita/esmectita – S nativo) $\pm$ níveis de opala e calcedônia, níveis de caulinita/hallosita-alunita-jarosita e zonas de origem supérgena.
Alteração Argílica ou Alteração Argílica Intermediária	Auréola de ilita/esmectita ao redor dos veios; auréola de ilita $\pm$ esmectita fazendo transição para a alteração sericítica (mais profunda).
Alteração Propilítica	Alteração distal do sistema mineral, tipicamente ocorrem cloritas (e não epidotos) em níveis mais rasos e clorita + epidoto em níveis mais profundos.
Alteração Sericítica	Rocha predominada por sericita, tipicamente como auréola de veios de quartzo mais profundos.

Os subtipos *high sulfidation*, *intermediate sulfidation* e *low sulfidation* dos depósitos epitermais podem ser associados a ambientes tectônicos distintos. Sillitoe & Hedenquist (2003) apresentam uma discussão detalhada sobre a localização geográfica dos subtipos de acordo com o magma gerado nestes ambientes tectônicos. Essa discussão pode ser sintetizada na Tabela 4 e na Figura 16. Marmato apresenta características geológicas compatíveis com El Bodie, California, ou seja: um ambiente tectônica de arco extensional com magmatismo andesítico-dacítico e mineralizações *low sulfidation*.

Figura 16. Seções esquemáticas da margem continental ilustrando características vulcanotectônicas para depósitos high, intermediate e low sulfidation (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Tabela 4. Subtipos de depósitos epitermais associados a regimes tectônicos e magmatismo distintos (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

Ambiente Tectônico	Magmatismo	Subtipo de Depósito	Exemplo de Depósito
Tensões nulas a levemente extensionais	Andesito - dacito ± riolito	<i>High Sulfidation Intermediate Sulfidation</i>	Yanacocha, Peru
Back arc compressivo durante vulcanismo de arco	Andesito - dacito ± riolito	<i>High Sulfidation Intermediate Sulfidation</i>	Potosí, Bolivia
Arco compressivo com vulcanismo	Riodacito	<i>High Sulfidation</i>	El Indio, Chile
Arco extensional	Andesito - dacito ± riolito ou bimodal basalto – riolito	<i>Low Sulfidation</i>	Bodie, California
Back arc extensional durante vulcanismo de arco	Bimodal basalto – riolito	<i>Low Sulfidation</i>	Cerro Vanguardia, Argentina
Back arc extensional durante a transição do magmatismo de subducção para o magmatismo de rifte	Alcalino	<i>Low Sulfidation</i>	Cripple Creek, Colorado
Margem contintal extensional após o fim da subducção (e surgimento de falha transformante)	Bimodal basalto – riolito	<i>Low Sulfidation</i>	Bullfrog, Nevada
Regime compressivo relacionado a limite transformante	Bimodal basalto – riolito	<i>Low Sulfidation</i>	McLaughlin, California
Magmatismo pós-colisional restrito durante a quebra da placa subductada em regime compressivo	Alcalino	<i>Low Sulfidation</i>	Porgera, Papua Nova Guiné
Regime extensional relacionado a colapso de orógeno	Bimodal basalto – riolito	<i>Low Sulfidation</i>	Baley, Russia

3.2 Depósito do Tipo Pórfiro

A classe de depósitos denominada do tipo pórfiro é possivelmente a classe de depósitos minerais mais estudados, o que reflete na maturidade do conhecimento científico a respeito dos mesmos. Como o depósito estudado nesta tese é um depósito epitermal aqui será apresentada uma breve síntese de dados gerais baseada em Sillitoe (2010), Berger *et al.* (2008) e em notas de aula sobre o tema da disciplina de pós-graduação “Alteração hidrotermal e mineralizações em sistemas vulcano-plutônicos” ministrado na Universidade de São Paulo pelos professores Caetano Juliani, Gustavo Correa de Abreu e pela professora Lena Virgínia Soares Monteiro. Para maiores detalhes tanto estes dois trabalhos quanto suas fontes devem ser consultadas.

Os depósitos do tipo pórfiro são depósitos de grande volume de rocha alterada hidrotermalmente relacionados a intrusões de *stocks* porfiríticos félsicos a intermediários em níveis crustais rasos (<~4km) (Sillitoe, 2010). O principal mineral de minério é a calcopirita, com contribuições importantes também de bornita, enargita e calcocita, que se cristalizam em uma rede imbricada de veios mineralizados e como minério disseminado nas rochas encaixantes das adjacências. As rochas encaixantes que abrigam a mineralização podem ser sedimentares, ígneas ou metamórficas, sendo que geralmente estes depósitos ocorrem associados a rochas vulcânicas, tal qual ocorre com os depósitos epitermais. Estes depósitos são responsáveis por cerca de 75% do cobre (Cu), metade do molibdênio (Mo), cerca de 20% do ouro (Au) do mundo, sem considerar a maioria do rênio (Re) e quantidades menores de prata (Ag), paládio (Pd), telúrio (Te), selênio (Se), bismuto (Bi), zinco (Zn) e chumbo (Pb) (Sillitoe, 2010).

As intrusões não são responsáveis pela geração dos fluídos hidrotermais mineralizantes, agindo somente como “válvulas de escape” de *plutons* percursores localizadas a cerca de 10 – 15km de profundidade. Estes *plutons* são fonte tanto do magma quanto dos fluidos metalíferos de alta pressão que geram as mineralizações. Isso implica em um período de cerca de ~5 Ma (em sistemas de longa duração) de atividade magmática correlacionada à mineralização, sendo que na maioria dos sistemas qualquer atividade vulcânica cessa antes do início da formação dos depósitos tipo pórfiro.

Figura 17. Anatomia de um depósito do tipo pórfiro, mostrando a relação entre o depósito e demais depósitos que ocorrem associados às intrusões porfíricas. A figura ainda explica a relação temporal entre as distintas intrusões que geram o stock porfírico e aos depósitos epitermais mais acima na superfície (Sillitoe, 2010).

Diversas relações podem ser observadas entre o sistema mineralizador e seus *plutons* precursoras. Estes *plutons* são geralmente intrusões equigranulares, geralmente formando batólitos, multifásicas, de composição granítica a diorítica e estão relacionados no espaço, no tempo e geneticamente com o sistema mineral, sendo que em geral estes corpos ígneos são 1 a 2 Ma anteriores aos *stocks* porfíricos. Em alguns casos estes *plutons* precursoras podem abrigar eles mesmo mineralizações, mas este cenário é mais raro.

Figura 18. Relação entre um plutão precursor e os stocks que geram o sistema mineralizante em mineralizações do tipo pórfiro (Sillitoe, 2010).

As intrusões relacionadas a estes depósitos são episódicas e podem ser classificadas de acordo com o seu acontecimento em relação a geração do depósito. Elas podem ser classificadas como intrusões porfiríticas precoces, intrusões geradas antes da mineralização, intrusões porfiríticas intermineralização, que são as intrusões geradas durante o processo de mineralização, intrusões porfiríticas tardi mineralização, que são os pórfiros gerados no final do processo de mineralização e intrusões pós mineralização. Geralmente as intrusões formadas antes da mineralização são as intrusões com maiores teores de minério, sendo que as intrusões tardi e pós mineralização são estéreis.

As intrusões mais antigas não são destruídas por novas intrusões, elas são simplesmente divididas, causando um aumento de volume de rochas intrusivas intrudindo as rochas superficiais. Os depósitos do tipo pórfiro ocorrem em ambientes de arco magmático, incluindo o *backarc*, podendo estar sujeitos a diversos regimes de esforços tectônicos, desde moderadamente extensional passando por oblíquo até colisionais. Vale notar que em ambientes com regime de esforços extensionais acentuados com ocorrência de magmatismo bimodal não ocorrem depósitos significativos. Com isto estes depósitos tendem a ocorrer em lineamentos paralelos que variam de algumas centenas de quilômetros até alguns milhares de quilômetros (e. g. no Andes), sendo que cada lineamento desses corresponde a um arco magmático. A maioria destes depósitos ocorre associada a estes lineamentos, mas grandes depósitos também são encontrados pontualmente (e. g. Pebble, Alasca; Butte, Montana).

Depósitos de época diferentes tendem a ocorrer separados, refletindo a migração do arco magmático através de variações na subducção.

Estes depósitos apresentam um padrão de alteração hidrotermal bastante característico, com variações verticais e laterais de acordo com a distância do *stock* intrusivo. Tipicamente estas alterações afetam vários quilômetros cúbicos de rocha, causando diversos tipos de alterações distintas, que são as alterações sódica-cálcica, potássica, clorita-sericita, sericítica e argílica avançada. As alterações propilíticas e cloríticas ocorrem nas porções distais profundas e rasas respectivamente. Na porção mais superficial também podem se desenvolver as alterações hidrotermais características de depósitos epitermais (Figura 19). A alteração sódica-cálcica normalmente é mal preservada, ela ocorre em profundidade da rocha encaixante à intrusão porfirítica. Este tipo de alteração é considerada pobre em sulfetos e metais, sendo geralmente estéril (existem exceções ricas em Au, como em Nugget Hill, nas Filipinas, Sillitoe, 2010). Grandes partes de um depósito do tipo pórfiro são afetadas pela alteração potássica, principalmente de depósitos formados em maior profundidade ou que estejam mais erodidos. Esta alteração gera biotita como principal mineral de alteração em magmas e rochas encaixantes mais máficas e aumento da presença de K-feldspato quando este magma é mais félsico.

A alteração clorita-sericita é comum na porção superficial de depósitos do tipo pórfiro. Nela ocorre a substituição parcial ou completa de minerais máficos em clorita, plagioclásio em sericita e/ou ilita e magnetita em hematita. A alteração sericítica normalmente destrói parcial ou integralmente as assembleias minerais das alterações potássicas e clorita-sericita. Neste tipo de alteração o sulfeto predominante é a pirita, o que implica que o Cu ($\pm$ Au) é parcial ou totalmente removido, fazendo com que esta alteração não apresente grandes teores de minério.

A parte basal da alteração argílica avançada, que ocorre na parte mais superficial do sistema, pode sobrepor a alteração sericítica. Esta alteração argílica pode ser subdividida na sua parte mais profunda, composta por quartzo e pirofilita e transicional em relação à alteração sericítica, e sua parte rasa composta por quartzo e alunita. Ainda ocorrem regiões com geração de sílica residual (vide Depósitos Epitermais).

Assim como os depósitos epitermais, os depósitos do tipo pórfiro foram gerados ao longo de todo o tempo geológico, porém os exemplos mesozoicos e cenozoicos são

mais frequentes, principalmente devido ao nível crustal raso em que estes depósitos são gerados, o que facilita o processo erosivo.

Figura 19. Esquema das alterações hidrotermais presentes em um depósito do tipo pórfiro telescópico (Sillitoe, 2010).

Observando-se o contexto tectônico, a relação temporal, as características das zonas de alteração hidrotermal, a associação temporal e a associação com *plutons* responsáveis pela geração de uma célula de convecção hidrotermal é possível relacionar os depósitos do tipo pórfiro com os depósitos epitermais em um mesmo sistema mineral de maior escala, e de fato muitos trabalhos mais recentes têm feito isso (e. g. Mao *et al.* 2001; Chang *et al.* 2011, Cooke *et al.* 2011).

3.3 Depósito de Au Orogênico

Devido ao ambiente geológico no qual o depósito de Marmato está inserido (vide Geologia Regional) o autor desta dissertação achou interessante fazer uma síntese sobre depósitos de Au Orogênicos para fins comparativos.

A classificação de determinado tipo de depósito de Au como Orogênico foi proposta inicialmente por Bohlke (1982) e retomada por Groves *et al.* (1998) devido ao caráter sin-orogênico e pós-orogênico de diversos depósitos de Au espalhados por cinturões orogenéticos colisionais e acrecionários. Esta classificação foi proposta para unificar os chamados depósitos mesotermiais. As principais características de um depósito Orogênico serão descritas a seguir.

Embora existam depósitos de Au Orogênico de grande importância em terrenos metamórficos de fácies anfibolito e granulito (Groves *et al.* 1992 e McCuaig *et al.* 1993) a maioria deles se encontra em rochas que sofreram metamorfismo em fácies xisto verde. Em terrenos greenstone belts arqueanos os protolitos destas rochas metamórficas são predominantemente terrenos oceânicos com vulcanismo básico de backarc e com vulcanismo de félsico a básico no arco. Em terrenos mais jovens os protolitos são rochas sedimentares marinhas clásticas que são metamorfizadas para grauvacas, argilitos, xistos e filitos.

Estes depósitos são caracterizados por veios de quartzo com $\leq 3-5\%$ de sulfetos, principalmente sulfetos de Fe, e $\leq 5-15\%$ de minerais carbonáticos. São comuns como ganga a albita, micas brancas, fuchcita, clorita, scheelita e turmalina. Os veios de quartzo podem ter continuidade vertical de até 1-2km com pequenas variações mineralógicas e no teor de ouro. A mineralogia dos sulfetos reflete a geoquímica das rochas encaixantes, assim o sulfeto mais comum em rochas metassedimentares é a arsenopirita enquanto os sulfetos mais comuns em rochas ígneas metamorfizadas são a pirita e a pirrotita.

Os depósitos de Au orogênico apresentam uma forte variação lateral, alterando suas fases de alteração proximais e distais na escala de metros. A assembleia mineral e a espessura das zonas de alteração dependem do nível crustal ou do tipo de rocha que entra em contato com o fluido. Geralmente são gerados minerais carbonáticos como ankerita, dolomita e calcita e minerais com presença de enxofre como pirita, pirrotita e arsenopirita.

Os fluidos que precipitam a mineralização possuem baixa salinidade e presença de H₂O, CO₂ e por vezes CH₄ e transportam o Au em complexos de enxofre reduzido (HS⁻). Os fluidos associados a este tipo de depósito são notórios pelo sua elevada

concentração de CO₂ (valores ≥ 5 mol%). Os valores típicos para o $\delta^{18}\text{O}$ para depósitos de Au em veios são de 7-10 por mililitro para depósitos do Fanerozóico.

A mineralização dos depósitos de Au orogênicos apresenta um forte controle estrutural. Eles geralmente são encontrados em estruturas de 2ª ou 3ª ordem, mais comumente associados a estruturas compressoriais de larga escala (por vezes em estruturas de escala crustal). As estruturas mineralizadas apresentam pequeno deslocamento sin a pós-mineralização e a apresentam uma extensa continuidade vertical, chegando a centenas de metros e até a quilômetros.

Os depósitos de Au orogênicos ocupam uma posição espacial/temporal consistente. Eles são formados durante os processos deformacionais de um ambiente de convergência de placas. Esta interação pode ser tanto de arco de ilha, com subducção de uma placa oceânica sob outra placa oceânica como arco magmático gerado pela subducção de uma placa oceânica com uma placa continental (Figura 20). Isto é observado em depósitos de todas as idades, desde depósitos em *greenstone belts* do Arqueano e Proterozóico até depósitos em sequências sedimentares do Proterozóico ao Fanerozóico. O exemplo mais novo conhecido é do Oligoceno (33.9 – 23.03 Ma), possivelmente devido à relativa profundidade em que estes sistemas minerais são gerados, o que impede que depósitos mais recentes estejam expostos.

Figura 20. Contexto tectônico de diversos tipos de depósitos minerais (Groves et al, 1998).

A maioria destes depósitos está situado em estruturas dúctil-rúptil, possuem alteração proximal com assembleia de sulfatos de F + carbonato + sericita ± albita e são depositados em condições de temperatura e pressão de $300 \pm 50^{\circ}\text{C}$ e 1-3 kbar. Eles são predominantemente simultâneos ou posteriores ao pico metamórfico e são formados em temperaturas dentro do intervalo de 100°C do pico metamórfico.

Tanto os depósitos de Au orogênicos quanto os depósitos epitermais são associados a margens ativas. Entretanto as diferenças entre estes tipos de depósitos são notórias tanto em relação aos regimes de esforços relacionados à orogênese e seus estágios como em relação à profundidade de geração destes depósitos.

Depósitos epitermais podem se formar em diversos contextos tectônicos, sendo que uma parcela significativa deles está associada a extensões pós-colisionais. Mesmo os depósitos epitermais associados à colisão tipicamente se localizam em ambientes com diferentes regimes crustais em relação aos os depósitos de Au orogênicos. Devido a sua gênese relaciona a intrusão de pórfiros os depósitos epitermais ocorrem nos 2-5km superiores da crosta, fazendo com que estes depósitos geralmente sejam formados em litotipos relacionados a este magmatismo. Em contraste, os depósitos de Au orogênicos ocorrem em profundidades mais variáveis da crosta superior, chegando a mais de 20km (Figura 21). Os fluidos que geram estes depósitos são transportados por grandes estruturas crustais. Estes depósitos apresentam gradiente geotérmico de cerca de $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$, o que faz com que sua estruturação seja mais continua ao longo de um espaço maior quando comparada a estruturação de depósitos epitermais, que apresentam gradientes geotérmicos superiores a $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Figura 21. Comparação entre os ambientes tectônicos, profundidade crustal e estágio de evolução do orógeno para diversos estilos de depósitos minerais. (Groves et al., 1998).

Tabela 5. Comparação entre os depósitos de Au orogênicos, os depósitos epitermais e os depósitos tipo pórfiros (extraído de Groves et al., 1998).

Tipo de Depósito	Exemplos	Ambiente tectônico	Temperatura de formação (°C)	Profundidade de formação(km)	Composição do fluido mineralizante	Au-Ag	Tipos de alteração	Outras características chave
Orogênico	Kalgoorlie (Australia) Val d'Or (Canada) Ashanti (Gana) Mother lode (EUA)	Margem continental compressional a transpressional. Veios tipicamente em rochas metamórficas marinhas de um arco continental	200-700	2-20	3-10% peso eq. NaCl, ≥ 5 mol% CO ₂ , traços de CH ₄ e N ₂	1-10	Carbonatação, sericitização, sulfetação, assembleia semelhante a <i>skarn</i> em depósitos de alta temperatura	Ocorre em terrenos metamórficos deformados. Depósitos ≥ 1 -2km de extensão vertical, associação espacial com gnades cisalhamentos e magmatismo granítico
Epitermal <i>High Sulfidation (HS)</i> Epitermal <i>Low Sulfidation (LS)</i>	<i>HS</i> = Goldfield (EUA), Summitville (EUA) Julcani (Peru), Lepanto (Filipinas) <i>LS</i> = Comstock Lode (EUA), Fresnillo (México), Golden Cross (Nova Zelândia)	Arco oceânico, arco continental, extensão de <i>back arc</i> e ambientes extensionais em regimes compressivos	100-300	Superfície-2km	<1-20% peso eq. NaCl Condensado ácido primário (<i>HS</i>)	0.02-1	Adularia-sericita-quartzo (<i>LS</i>) Quartzo-alunita-caulinita (<i>HS</i>)	Veios de idade similar as rochas hospedeiras. Minério geralmente se concentra em 100-500m de extensão vertical, minério disseminado comum em <i>HS</i>
Epitermal (alcalino)	Cripple Creek (EUA), Porgera (Papua Nova Guiné) Emperor (Fiji)	Pós subducção, extensão de <i>back arc</i> (até centenas de kms de distância)	Geralmente ≤ 200	Superfície - 2km	$\leq 10\%$ peso eq. NaCl com alto CO ₂ e traços de CH ₄ e N ₂	Muito variável	Carbonatação, metassomatismo potássico e assembleias propiliticas	Minério geralmente associado com brechas
Tipo pórfiro rico em Au	Bingham (EUA), Grasberg (Indonésia), Lepanto-Far Southeast (Filipinas) Kingking (Filipinas)	Arcos oceânicos e continentais, geralmente associados a ambientes extensionais	300-700	2-5	Alguns fluidos > 35% peso eq. NaCl; pode se misturar com fluidos pouco salinos da superfície; frequentemente vapor imiscível	0.001-01	Potássica, sericítica, argílica e argílica avançada	Associados a intrusões de quartzo monzonitos, com baixos teores de SiO ₂ e de quartzo e altos teores de K ₂ O e Ba, ou granitos com baixos teores de sílica

4 Geoquímica Isotópica na Exploração Mineral

A utilização da geoquímica isotópica em exploração mineral tem como foco principal auxiliar no estabelecimento de modelos conceituais de depósitos minerais. Para a melhor compreensão da evolução geológica destes depósitos certos parâmetros precisam ser observados. São eles: a) idade e natureza da fonte dos fluidos mineralizantes; b) idade de migração do fluido; c) tipo de fluido envolvido e caracterização do processo de interação fluido-rocha; d) controles da mineralização: tipos e idades; e) idade e temperatura da precipitação e concentração dos metais, e f) preservação da mineralização (Ferreira *et al*, 2007). A utilização de geoquímica isotópica possibilita uma melhor compreensão destes tópicos, sendo de grande valor na confecção e refinamento de modelos conceituais.

Os isótopos podem ser utilizados para uma melhor compreensão da história evolutiva de diversos tipos de depósitos, dentre os quais se destacam os depósitos associados a fluidos mineralizantes, dentre eles depósitos epitermais e orogênicos de Au (Ferreira *et al*, 2007). Isto ocorre devido ao fato que durante os processos de solução, transporte e deposição dos metais a assinatura isotópica, que se encontra homogênea no fluido, é transmitida para a mineralização. Consequentemente diferentes tipos de depósitos minerais apresentam relações específicas entre os seus isótopos, o que permite a caracterização dos mesmos. Esta assinatura permanece constante no caso do Pb para minerais que não incorporam U e Th em sua estrutura (e. g. a galena) e varia de uma forma mensurável para os minerais que incorporam U e Th em sua composição. A assinatura isotópica do Pb não é alterada posteriormente por processos intempéricos posteriores à formação do mineral hidrotermal (Gulson, 1986), portanto, desde que não tenha havido nenhum evento termal posterior que tenha causado uma rehomogeneização das razões isotópicas, esta assinatura isotópica é de grande utilidade para corroborar modelos conceituais e para classificar depósitos minerais.

Para a construção de um modelo conceitual da evolução de um depósito os isótopos podem ser utilizados tanto para a datação dos eventos geológicos ocorridos na região do depósito como para a caracterização geoquímica do fluido mineralizante e determinação de sua fonte. A geoquímica isotópica também auxilia na avaliação de depósitos já conhecidos em pesquisas brownfield, pois oferece um critério a mais, uma vez que prospectos que apresentem todas as características de um determinado modelo

Como nesta dissertação de mestrado serão utilizados isótopos de Pb, a seguir serão discutidas as características químicas destes isótopos, bem como suas respectivas utilizações, pelo método Pb-Pb, nas interpretações geológicas de depósitos minerais.

O chumbo é um elemento da família dos metais representativos, pertencente ao grupo 14 ou família IVA da tabela periódica. Seu nome deriva do latim *plumbum* e seu símbolo químico é Pb. O chumbo possui número atômico 82 e massa atômica de 207.2u (Figura 22).

Figura 22. Tabela periódica com o número atômico de cada átomo. Em destaque o chumbo (Pb) com peso atômico 82 e massa atômica 207.2

56

meia-vida é de 1.4×10^{17} anos e portanto, para fins práticos, ele é tratado como um isótopo estável e utilizado como o isótopo estável de referência (Faure & Mensing, 2004).

Tanto o U quanto o Th são elementos do grupo dos actínídeos com características físico-químicas semelhantes. Ambos possuem estado tetravalente de oxidação U^{+4} e Th^{+4} e o raio seus respectivos raios iônicos são 1.05 Å e 1.10 Å. Com isso estes elementos podem se substituir mutuamente em retículos cristalinos. Tanto o U quanto o Th possuem caráter incompatível e durante os processos de fusão parcial e geração de magma no manto eles tendem a se concentrar na fase líquida, sendo incorporados pelos fluidos que ascendem à crosta. Devido a isto as rochas de composição graníticas são enriquecidas em U e Th em relação a rochas basálticas e ultramáficas (Faure & Mensing, 2004).

As reações de decaimento previamente descritas podem ser sintetizadas para fins práticos como:

A partir destas reações estabeleceu-se a sistemática do U-Th-Pb e dois métodos isotópicos distintos, o método U-Pb e o método Pb-Pb. Estes dois métodos se baseiam nas premissas básicas da geocronologia: 1) sistema isotópico fechado, 2) meia vida conhecida e 3) razão inicial entre os isótopos conhecida. Para a utilização desta sistemática, portanto, é preferível minerais com baixo teor inicial de Pb normal (não-radiogênico) e alto teor de U e Th. Nestes dois métodos a composição isotópica de isótopos radiogênicos é normalizada pelo ^{204}Pb , único isótopo de Pb não-radiogênico.

4.2 Sistema U-Th-Pb

O sistema U-Th-Pb é um dos sistemas geocronológicas mais amplamente utilizado, através dos métodos U-Pb e Pb-Pb. O método U-Pb é utilizado para datação de minerais com alto teor de U e Th e baixo teor de Pb normal. Este método se baseia nas três reações de decaimento radioativo de U e Th, (5), (6) e (7), para isótopos

radiogênicos de Pb. Estas três reações permitem o estabelecimentos de três geocronômetros distintos ($^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U}/^{207}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Estes três geocronômetros são ser utilizados para obtenção de idades de cristalização de minerais. O mineral mais utilizado para a determinação de idades é o zircão, uma vez que este se distribui amplamente em rochas crustais, possui quantidades consideráveis de U e Th e não apresenta perdas significativas de nenhum elemento presente nas cadeias de reação U-Th-Pb. Outros minerais que também são utilizados são: titânita, monazita, granada, rutilo, apatita, badeleita e xenotima (Faure & Mensing, 2004).

O método Pb-Pb utiliza a evolução das razões isotópicas de Pb para determinar idades modelos e idades isocrônicas. As razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ não se alteram com o intemperismo, ou seja, mesmo uma rocha que tenha sofrido grandes perdas de U, Th e Pb ainda pode ser datada através de isócronas pelo método Pb-Pb (Gulson, 1986). Para tanto utiliza-se as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para traçar a isócrona e com isso obter a idade isocrônica.

Este método tem como premissa que os minerais ricos em Pb e pobres em U e Th possuem tanto Pb comum quanto Pb radiogênico. Esta proporção estará inalterada desde a sua cristalização, uma vez que é neste processo que ocorre o fracionamento isotópico. Antes da cristalização e deste fracionamento Pb radiogênico continua a ser gerado e portanto quando ocorre esta cristalização ela guardará a razão Pb/Pb que reflete este momento, tornando possível a sua datação (Faure & Mensing, 2004).

Esta metodologia tem importância histórica, uma vez que ela foi utilizada para se estabelecer a idade da Terra. Para tanto Patterson (1956 *apud* Faure & Mensing, 2004) utilizou as razões isotópicas de meteoritos líticos e férricos e de sedimentos pelágicos, estabelecendo uma isócrona denominada Geócrona Zero (Figura 23). Estes meteoritos foram formados nos primórdios do sistema solar, tendo evoluído rapidamente por fusão parcial e diferencial dos seus elementos químicos. Posteriormente estes meteoritos se solidificaram, formando, dentre outros minerais, a troilita (FeS), que é rica em Pb e virtualmente livre de U e Th, o que torna a sua razão isotópica de Pb constante desde a sua formação até os dias de hoje. A idade obtida foi $4.55 \pm 0.7 \times 10^9$, idade que permanece praticamente inalterada até os dias de hoje.

Figura 23: A isócrona Pb, denominada Geócrona Zero, para meteoritos e seus limites estimados. O contorno ao redor de cada ponto indica erro analítico (Patterson, 1956).

O método Pb-Pb também pode ser aplicado no estudo de mineralizações, principalmente para a obtenção de informações sobre a gênese dos depósitos minerais. A partir das razões isotópicas de Pb ($^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) é possível estabelecer o ambiente de formação do fluido mineralizante. Datações também podem ser efetuadas em minerais gerados por este fluido através do método Pb-Pb, porém estas devem ser consideradas com ressalvas, uma vez que a composição isotópica do fluido mineralizante varia em função da origem deste mesmo fluido e, portanto, diversas vezes idades obtidas não possuem significado geológico. Para que ambas as informações possuam significado é necessário que o fluido tenha sido homogeneizado isotopicamente.

4.3 Evolução do Pb na Terra

O primeiro modelo de evolução das razões isotópicas de Pb na Terra foi proposto por Holmes (1946) e Houtermans (1946) (Faure & Mensing, 2004). Este modelo é conhecido como modelo de simples estágio e é baseado no seguinte conjunto de suposições apresentadas a seguir:

Originalmente a Terra era fluida e homogênea. Nesta época os isótopos de U, Th e Pb eram uniformemente distribuídos, sendo que a composição isotópica do Pb primordial era a mesma em qualquer região. Posteriormente, quando a Terra começou a se solidificar, pequenas diferenças nas razões de U/Pb teriam surgido. Posteriormente esta razão só teria variado em decorrência do decaimento radioativo do U e Th para o Pb, a partir das reações (5), (6) e (7). Consequentemente teria havido uma separação

entre o Pb e o U e Th e a composição isotópica do Pb teria permanecido constante desde então, o que torna esta razão representativa de uma idade geológica.

Neste modelo é importante se conhecer a razão de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$, denominada μ . Esta razão pode ser utilizada também como um parâmetro petrogenético para se determinar a fonte de determinado magma. A crosta superior apresenta valores de μ superiores a 8,0, a crosta inferior apresenta valores de μ inferiores a 7,5 e o manto apresenta valores intermediários, entre 7,5 e 8,0. Isto se dá devido ao caráter incompatível do U que faz com que a crosta superior (granítica) seja enriquecida em U em relação à crosta inferior (granulítica).

O modelo de Holmes-Houtermans não resistiu a testes empíricos, apresentando idades até 400 Ma mais jovens do que outros métodos quando ambos eram utilizados nas mesmas localidades. Visando corrigir e aperfeiçoar este modelo Stacey & Kramers (1975) propuseram um novo modelo. Este modelo distingue dois estágios para a evolução do Pb na Terra. Este modelo, também conhecido como modelo de duplo-estágio, é baseado em uma evolução das razões de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ em dois estágios distintos. Entre a formação da Terra (assumida inicialmente neste modelo em 4,57 Ga) e a idade de 3,7 Ga assume-se que a razão entre $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ possui valor 7,192 e a razão $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ possui valor 32,208. Na idade de 3,7 Ga a Terra teria sofrido um processo diferenciação geoquímica e passou a apresentar valores de 9,735 na razão de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ e 36,837 na razão $^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ (Faure & Mensing, 2004).

A plumbotectônica é o modelo conceitual proposto por Zartman & Doe (1981) que correlaciona razões isotópicas de Pb com ambientes geológicos, ou reservatórios geoquímicos distintos. Neste modelo a terra é dividida em três reservatórios diferentes de acordo com suas razões isotópicas. São eles: a crosta continental superior, a crosta continental inferior e o manto. Ainda existe um quarto reservatório de curta duração no tempo geológico denominado orogênico, em que as assinaturas isotópicas dos outros três reservatórios se homogenizam devido à mistura de material que ocorre durante o processo de orogênese.

A assinatura isotópica da crosta superior apresenta alta razão U/Pb, devido a maior incompatibilidade do U no manto, ocasionando o predomínio de Pb radiogênico. Na crosta inferior esta assinatura se inverte e este reservatório possui baixa razão U/Pb e predomínio de Pb não radiogênico, devido ao empobrecimento de U. No manto a razão

U/Pb é intermediária e o Pb predominante é o radiogênico. A assinatura isotópica da orogênese seria homogeneizada a partir da mistura destas outras assinaturas isotópicas. De acordo com a plumbotectônica cada ambiente geológico possui composições isotópicas particulares. Portanto é possível, a partir das razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, estabelecer em quais ambientes geológicos as rochas em análise foram formadas.

Estas razões isotópicas são resultado das características mais incompatíveis de U e Th em relação ao Pb, o que causa o enriquecimento de Pb radiogênico na crosta em relação ao Pb não radiogênico ao longo do tempo geológico.

Figura 24. A) Razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para determinados ambientes de gênese de rochas, B) evolução das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de acordo com o tempo. Cada intervalo representa uma regressão de 400 Ma. A= manto, B= orógeno, C= crosta superior e D= crosta inferior. C) Representação esquemática dos três reservatórios (manto, crosta superior e crosta inferior) sendo misturados durante a orogênese. D) Evolução da razão isotópica de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ em função do tempo para cada um dos reservatórios.

4.4 Comportamento do Pb em Sistemas Epitermais-Pórfiros

O comportamento isolado dos isótopos de Pb em depósitos epitermais e do tipo pórfiro foi estudado em diversos trabalhos, em especial em datações por U-Pb, enquanto que estudos que comparam o comportamento do Pb em depósitos epitermais e do tipo pórfiro em um mesmo sistema mineral são mais escassos.

Marcoux *et al.* (2002) estudou este comportamento em diversos depósitos, subdivididos em dois distritos, Apuseni e Baia Mare, nos Cárpatos romenos. Os distritos mineiros de Apuseni (conhecido também como Montanhas Metalíferas) e Baia Mare foram estudados com o objetivo de caracterizar a composição isotópica dos depósitos individuais e verificar o comportamento do Pb nestes dois tipos de depósitos. Estudou-se depósitos epitermais *low sulfidation* nos dois distritos mineiros, enquanto que depósitos do tipo pórfiro só foram estudados no distrito de Apuseni.

Os minerais de minério destes distritos analisados foram sulfetos (predominantemente galenas), sulfossais (jamesonita) e teluretos (nagyagita e altaita), além das análises executadas em rocha total. Os resultados obtidos por Marcoux *et al.* (2002) são apresentados na Figura 25 e mostram que a composição isotópica de Pb depósitos epitermais é mais heterogênea e dispersa enquanto que a composição isotópica de Pb nos depósitos do tipo pórfiro é mais homogênea e focada. Estes resultados refletem a fonte dos fluidos mineralizantes nestes dois tipos de depósitos minerais. Os depósitos do tipo pórfiro são formados em regiões próximas a intrusões magmáticas e seu conteúdo metalífero é associado às mesmas, com isto o comportamento da composição isotópica de Pb reflete uma única fonte ou fontes mais homogêneas,. Já os depósitos epitermais são formados em regiões mais distantes das intrusões magmáticas e com isso o fluido mineralizante interage em maiores proporções com as rochas encaixantes e com água de origem meteórica, fazendo com que o comportamento da composição isotópica de Pb reflita diversas fontes, sendo disperso e heterogêneo. Este tipo de comportamento também foi observado em depósitos epitermais e do tipo pórfiro no Arizona (Bouse *et al.*, 1998) e em Rico, no Cinturão Mineral do Colorado (Wareham *et al.*, 1998).

Figura 25. Composição isotópica de Pb dos minérios e rochas do distrito de Baia Mare e do distrito de Serra de Apuseni plotada em gráfico uranogênico com as curvas de Stacey & Kramers (1975) (SK) e a curva do orógeno de Doe & Zartman (1979) (DZ orogen) (Marcoux et al., 2002).

5 Geologia Regional

A geologia da Colômbia pode ser dividida em duas regiões de comportamento tectônico e evolução geológica distintas. Na porção leste deste país afloram litotipos pertencentes ao Cráton Amazônico e sua cobertura sedimentar cenozoica. Esta região é caracterizada por uma geomorfologia suave de planícies e é tectonicamente estável. A região oeste é tectonicamente ativa e nela ocorrem os Andes Colombianos, que, em conjunto com os Andes Equatorianos e os Andes Venezuelanos, compõe os Andes do Norte. Estas duas regiões são divididas pelo Sistema de Falhas do Guaicáramo, que corta a Colômbia de norte a sul (Figura 26).

Na porção cratônica afloram unidades ígneas, metamórficas e sedimentares antigas pertencentes à borda NW do Cráton Amazônico e, de acordo com a divisão proposta por Tassinari *et al.* (1999, 2004), fazem partes das províncias geocronológicas Ventuari - Tapajós (1,95 - 1,80 Ga) e Rio Negro - Jurueña (1,8 - 1,55 Ga). As unidades da porção cratônica da Colômbia são coberta por uma extensa cobertura sedimentar cenozoica.

Os Andes Colombianos ocorrem aproximadamente entre as latitudes 1°N e 9°N, possuem orientação aproximada NS e são constituídos por três cordilheiras sublineares distintas, a Cordilheira Ocidental, a Cordilheira Central e a Cordilheira Oriental, que são separadas pelos vales de Cauca-Patía e Magdalena respectivamente. Estas três cordilheiras representam dois domínios distintos em relação à origem das rochas que as compõem. A Cordilheira Central e a Cordilheira Oriental constituem o domínio oriental e apresentam rochas provenientes da crosta continental, enquanto que a Cordilheira Ocidental constitui o domínio ocidental e possui rochas de derivação oceânica acrescidas durante o Mesozoico e Cenozoico (Figura 27). O limite entre a Cordilheira Central e a Cordilheira Ocidental é definido pelo Sistema de Falhas Romeral (SFR), uma zona de cisalhamento de escala regional que corta a Colômbia de norte a sul e divide os Andes Colombianos nestes dois domínios. O arranjo dos Andes Colombianos, segundo Aleman & Ramos (2000) é resultado de uma complexa interação entre as placas de Placa de Nazca, a Placa do Caribe e a Placa Sul Americana. Sua configuração atual é recente, com seus estágios finais de estruturação tendo início em 10.5Ma e prosseguimento por todo o Plioceno e Quaternário.

Figura 27. Mapa geológico dos Andes Colombianos com a localização do Distrito Mineiro de Marmato. Nele estão representados os diversos litotipos que constituem as três cordilheiras desta região dos Andes (Tassinari et al., 2008).

Uma breve síntese das três cordilheiras e seus litotipos é apresentada no quadro a seguir (Taboada *et al.*, 2000).

Cordilheira	Composição	Fases orogênicas do Neogeno
Cordilheira Ocidental	Esta cordilheira é composta por rochas oceânicas (depósitos turbidíticos e ofiolitos) acrescidos na margem ocidental da América do Sul durante o Mesozóico e começo do Cenozóico	A Cordilheira Ocidental é caracterizada por um cinturão de dobras e empurrões relacionada a subducção da Placa de Nazca e a acreção de blocos exóticos do Caribe. Deformações neotectônicas são observadas
Cordilheira Central	A Cordilheira Central é composta por um embasamento polimetamórfico pré-Mesozóico que inclui rochas oceânicas e continentais. Estas são intrudidas por diversos plutons Mesozoicos e Cenozoicos relacionados a subducção. Vulcões ativos estão relacionados ao topo da cordilheira.	Esta cordilheira é limitada por sistemas de falhas localizados em seu sopé. O Sistema de Falhar Romeral se localiza no flanco oeste e tem estado ativo desde o Oligoceno, combinando movimentações transcorrentes e inversas.
Cordilheira Oriental	A Cordilheira Oriental é composta por um embasamento pré-cambriano e Paleozoico polimetamórfico que sofreu deformações em diversos eventos orogênicos pré-Mesozoico. O embasamento é coberto por uma espessa camada de rochas sedimentares mesozoicas e cenozoicas que foram fortemente deformadas no Neogeno.	A fase Andina começou em 10.5Ma e continuou durante o Plioceno e Quaternario. Deformação intracontinental no norte desta cordilheira esta intimamente relacionada a episódios de acreção/colisão ao longo da margem noroeste da América do Sul e a subducção do Plato do Caribe

5.1 Cordilheira Central

Marmato está localizado no flanco ocidental da Cordilheira Central, no Vale do Cauca, ao longo do Sistema de Falhas Romeral. A evolução geológica desta área será tratada brevemente aqui e pode ser observada em maiores detalhes em Cediel (2003), Kennan e Pindell (2009) Villagómez & Spikings (2013), Aleman & Ramos (2000),

entre outros. Apesar disso ainda existem diversas lacunas no conhecimento geológico da região e sua evolução não é totalmente compreendida (e. g.: o Complexo Arquia, unidade aflorante na região de Marmato).

A Cordilheira Central da Colômbia é constituída por rochas metamórficas de idade triássica ou mais antiga que foram parcialmente fundidas durante o rifteamento triássico. No Jurássico a bacia gerada pelo processo de rifteamento é fechada devido a uma subducção. O arco magmático resultante desta subducção entra em erupção no Cretáceo Inferior, rompendo ou a crosta continental (Nivia *et al.*, 2006) ou a crosta oceânica (Kennan & Pindell, 2009), culminando em compressão e fechamento da bacia. A subducção subsequente é interrompida durante o Cretáceo Superior quando a Província Ígnea do Caribe, um platô oceânico com seu arco sobrejacente, colide com os Andes do Norte durante o Cretáceo Superior-Terciário Inferior (Spikings *et al.*, 2010). A sutura entre os terrenos de origem continental e de origem oceânica aflora no flanco ocidental da Cordilheira Central e é representada pelos litotipos presentes neste flanco. O esquema evolutivo desta região pode ser visto logo abaixo (Figura 28).

O Sistema de Falhas Romeral é uma sutura de escala regional que possui largura de até 30km e extensão 1600km, se estendendo desde Barranquilla no norte da Colômbia até Talara, Peru (Chicangana, 2005). Este sistema de falhas define a fronteira entre a Cordilheira Central com rochas de afinidade continental e a Cordilheira Ocidental com rochas ofiolíticas provenientes de um platô oceânico pretérito (Figura 29) (Kennan & Pindell, 2009). Provavelmente as falhas pertencentes ao Sistema de Falhas Romeral tenham origens e histórias evolutivas diferentes entre si (Vinasco, 2001). O Sistema de Falhas Romeral é composto por diversas unidades litológicas de diferentes idades, origens, deformadas em diferentes condições e em contato tectônico entre si. Este sistema é tradicionalmente considerado uma zona de cisalhamento transcorrente, porém a ocorrência de diversas falhas de empurrão sugere que existe um importante componente compressivo atuante por todo o Cenozóico e possivelmente no Cretáceo Superior (Chicangana, 2005; Vinasco & Cordani, 2012).

Kennan & Pindell (2009) utilizam a nomenclatura de Zona de Falha de Cauca-Almaguer devido ao padrão adotado no mapa geológico colombiano (Gómez *et al.*, 2007), que utiliza este termo em detrimento de Sistema de Falhas de Romeral. Como os trabalhos que tratam especificamente deste sistema de falhas (Vinasco, 2001;

Chicangana, 2005; Vinasco & Cordani, 2012) se referem a estas falhas como Sistema de Falhas Romeral esta será a nomenclatura utilizada nesta dissertação de mestrado.

Figura 28. Evolução tectônica das Cordilheiras Central e Ocidental dos Andes do Norte. (Villagómez & Spikings, 2013).

O Sistema de Falhas Romeral e litotipos deformados que ocorrem associados representam o limite da Cordilheira Central, configurando a paleomargem cretácica do noroeste de Gondwana. A evolução geológica deste sistema de falhas é intimamente associada ao processo de subducção que esta margem sofreu.

Fazem parte desse sistema diversas falhas paralelas e subparalelas que por vezes se cruzam em algumas localidades. As principais feições são as falhas Romeral, San Jerônimo, Silvia-Pijao e Cauca-Almaguer. Localmente estas ainda possuem diversos nomes distintos (Vinasco, 2001).

Figura 29. Mapa mostrando a compartimentação tectônica da Colômbia. Em azul é possível observar a extensão do Sistema de Falhas Romeral (SFR) no território colombiano (Petrotech Engineering Ltd., 2012).

A compreensão da evolução geológica do Sistema de Falhas Romeral é complexa, pois processos de deformação dúctil e hidrotermalismo ocorrem sobrepostos. Vinasco & Cordani (2012) estabelece relações e uma evolução dinâmica a partir de datações ^{39}Ar - ^{40}Ar e K-Ar e compilação de outros dados geológicos (Figura 30). Para estes autores o caráter sinistral das rochas máficas intrusivas sintectônicas do diorito de Pueblito é o registro mais antigo de atividade na paleo-margem continental. Este regime sinistral, que teria durado até o Jurássico, estaria relacionado à direção leste de mergulho da subducção neste ponto.

A partir de idades de resfriamento ^{39}Ar - ^{40}Ar entre 127 e 119 Ma obtidas em metagabros do Complexo Quebradagrande e em metassedimentos do Xisto de Sabaletas Vinasco & Cordani (2012) estabeleceu que durante o Cretáceo Inferior ocorreu a acreção das rochas de arco – retro arco do Complexo Quebradagrande e dos metassedimentos pré-triássicos do Xisto de Sabaletas. Estas rochas configuraram a paleomargem cretácica dos Andes do Norte.

O Sistema de Falhas Romeral atinge sua configuração atual quando o limite de placas trans-Americanas sofre uma grande mudança e sua zona de subducção passa a mergulhar para sudoeste, abaixo do futuro Arco do Caribe (Pindell & Kennan, 2009), impelindo o fechamento do sistema de arco - retro arco Quebradagrande. Posteriormente, no Cretáceo Superior, o Sistema de Falhas Romeral apresenta uma reativação de caráter transpressivo dextral causado pela deriva a nordeste da Placa do Caribe e início da acreção da Província Ígnea do Caribe. Esta reativação foi observada a partir de idades ^{39}Ar - ^{40}Ar de 90 Ma e K-Ar entre 102 e 91 Ma obtidas em micas neoformadas em bandas miloníticas e de gabros hidrotermalizados pertencentes ao Complexo Quebradagrande. Estas idades de deformação estão de acordo com o corpo intrusivo sintectônico denominado Batólito de Santa Fé, que intrude a porção oriental da Província Ígnea do Caribe.

Outras idades ^{39}Ar - ^{40}Ar e K-Ar obtidas no Complexo Quebradagrande variam entre 76 e 62 Ma e provavelmente estão relacionadas ao episódio final de acreção desta província ígnea contra a margem continental (Vinasco & Cordani, 2012). Devido à presença de clorita e sericita neoformadas, além de *ribbons* de quartzo com textura metamórfica característica, estabeleceu-se metamorfismo de fácies xisto verde para este

evento deformacional (Simpson, 1985). Portanto as idades ^{39}Ar - ^{40}Ar e K-Ar são consistentes.

Idades ^{39}Ar - ^{40}Ar de 68 Ma obtidas em rocha total em um litotipo piroclástico básico intensamente alterado e também em biotita de um gnaiss permiano evidenciam esta reativação cretácea do Sistema de Falhas Romeral (Vinasco & Cordani, 2012). Bustamente *et al.* (2011) obtém idades ^{39}Ar - ^{40}Ar de 63 Ma em micas de um litotipo de fácies xisto azul. Estas idades são interpretadas como a idade de exumação destas rochas metamórficas.

O episódio final de deformação dos Andes do Norte está associado com a colisão do bloco Panamá-Chocó, entre o Mioceno Inferior e o Plioceno Inferior (Taboada *et al.*, 2000) Esta colisão é interpretada como a responsável pela mais recente e maior fase de soerguimento dos Andes Colombianos, tendo afetado as três cordilheiras. Vinasco & Cordani obtiveram idades ^{39}Ar - ^{40}Ar de 6.75 Ma em biotita e 5.6 Ma em biotita com liberação de 50% de gás que estão associadas a este soerguimento.

Figura 30. A) Resultado da datação do xisto Sabaletas pelo método ^{39}Ar - ^{40}Ar com idade platô de $127,5 \pm 2,0$ Ma. Esta idade é interpretada como a acreção do Complexo

Quebradagrande à paleomargem do Cretáceo Inferior do continente sul-americano
B) Idade platô obtida em sericita de um filonito do Complexo Quebradagrande. C) Idades $39\text{Ar}-40\text{Ar}$ obtidas em sericita de um litotipo vulcânico básico intensamente deformado do Complexo Quebradagrande. Estas idades representam o início da acreção da Província Ígnea do Caribe à paleomargem do continente sul-americano no Cretáceo Superior. D) Resultado da datação de uma amostra de filonito com idade platô de 72 ± 4 Ma. Possivelmente esta idade corresponde aos estágios finais de acreção da Província Ígnea do Caribe (Vinasco & Cordani, 2012).

6 Geologia Local

O Distrito Aurífero de Marmato está localizado na porção ocidental da Cordilheira Central, em uma região que corresponde ao limite entre a Cordilheira Central e a Cordilheira Ocidental. Este limite corresponde ao Sistema de Falhas Romeral, uma sutura que se entende por 1600km, cortando os Andes Colombianos de norte a sul. Ao leste do Distrito Aurífero de Marmato ocorre a Falha de Romeral e a oeste a Falha de Cauca. O Vale do Cauca, onde Marmato está inserido, é considerado um graben causado pelas tensões destes sistemas de falhas. Neste vale ocorrem diversos corpos intrusivos subvulcânicos, dentre os quais o *stock* de Marmato, que possui aproximadamente 18km de extensão por 3 a 6km de espessura e possui direção aproximada N-S, condicionada pelo Sistema de Falhas Romeral.

As unidades geológicas da região de Marmato são: Complexo Quebradagrande, Complexo Arquía e Formação Barroso. Em meio a estes ocorrem corpos ultramáficos e gabróides e a leste do Complexo Arquía aparecem rochas quartzo-dioríticas do *Stock* de Támesis. Sobreposto a estas unidades ainda ocorrem as Formações Amagá e Combia. O *Stock* de Marmato é um corpo subvulcânico, predominantemente dacítico e andesítico, pertencente à atividade magmática geradora da Formação Combia que intrude as rochas da região. Este *stock* é a rocha encaixante dos veios mineralizados em Au. O depósito de Marmato é classificado como um depósito epitermal *low sulfidation* em trabalhos anteriores executados na área de estudo (Pinzón, 2002; Rossetti & Colombo, 1999 e Tassinari *et al.*, 2008).

6.1 Estratigrafia

A divisão das unidades geológicas aflorantes na região adotada foi divisão de Calle *et al.* (1984), que mapeou a carta 186 Riosucio, onde o Distrito Aurífero de Marmato está inserido. Nesta carta são descritas oito unidades ígneas, quatro unidades sedimentares e uma unidade metamórfica (Figura 31). O mapa geológico completo de Calle *et al.* (1984) está em Anexo II e as suas seções A-A' e B-B' podem ser observadas na Figura 32. No Anexo III o mapa geológico fornecido pela Gran Colombia Gold pode ser observado. A unidade mais antiga são os Xistos do Rio Cauca, representantes do Complexo Arquia, de idade paleozoica. Existem sete unidades cretácicas, sendo que seis são corpos ígneos e uma é sedimentar. Existem também duas unidades ígneas e duas unidades sedimentares terciárias dentre as quais estão a Formação Combia e as Rochas Hipoabissais Porfíricas, originadas pelo magmatismo Combia, que hospedam a mineralização. Também ocorrem aluviões quaternários.

Figura 31. Coluna estratigráfica de Marmato apresentada no mapa geológico da região (Calle & González, 1982).

Figura 32. Seções geológicas A-A' e B-B' do mapa geológico da região do Distrito Aurífero de Marmato, Colombia. As seguintes unidades litoestratigráficas estão presentes na seção: **Kg** – gabros indiferenciados ; **Kdt** –Stock de Tamesis; **Kaa** –Formação Penderisco, Membro Urrao;**Kcdgm** –Plúton de Mistrato; **Tos** -Formação Amaga, Membro superior; **Tom** –Formação Amaga, Membro médio;**Tcf** –Batolito de Farallones; **Tmc** –Formação Combia; **Td** – Rochas Hipoabissais Porfíricas, unidade dos Dácitos porfíricos; **Tadh** – Rochas Hipoabissais Porfíricas, unidade dos andesitos porfíricos com hornblenda. (extraído da Plancha 186, Riosucio, Ingeominas)

6.1.1 Complexo Arquía

O Complexo Arquía aflora entre as falhas de Silvia-Pijao e Cauca-Almaguer, no Sistema de Falhas de Romeral, uma região tectonicamente complexa, o que dificulta uma melhor compreensão de sua história evolutiva. Em sua região ainda afloram diversos corpos ígneos intrusivos, como o *stock* granítico de Amagá e o *stock* gabroico de Cambumbia, ambos com idades triássicas.

O Complexo Arquía é um conjunto heterogêneo de litotipos de origem ígnea, metamórfica e sedimentar. Os protolitos também apresentam uma heterogeneidade em sua gênese, sendo desde rochas ultramáficas a granitoides, de rochas vulcânicas a siliciclásticas. As idades radiométricas obtidas neste complexo variam desde o Paleozoico Superior até o Cretaceo, com maior frequência no Cretaceo Inferior (Moreno-Sánchez & Pardo-Trujillo, 2003). A idade e afinidade tectônica da maior parte dos litotipos pertencentes a este complexo é controversa ou desconhecida (Moreno-Sánchez *et al.*, 2008).

A constituição de uma unidade denominada “Complexo Arquía” tem uso prático para mapeamentos regionais, mas na realidade este complexo possui como único caráter unificador o fato de ser uma faixa de rochas metamórficas separadas dos complexos vizinhos através de falhas regionais (Moreno-Sánchez *et al.*, 2008). Portanto o Complexo Arquía é um conjunto de litotipos com origens e idades variadas. Calle *et al.* (1984) separa as rochas do Complexo Arquía aflorantes na região de Marmato, em xistos quartzo-sericíticos, xistos anfibolíticos e anfibolitos. Os xistos quartzo-sericíticos possuem laminações finas compostas por quartzo, plagioclásio, muscovita, biotita, clorita, calcita, gráfica, por vezes clinozoisita, cloritóide e granada. Os minerais acessórios são titanita, zircão e ilmenita. Os xistos anfibolíticos localmente apresentam granadas, além de uma variação mineralógica a xistos cloríticos compostos por plagioclásio, clorita, clinozoisita, e subordinadamente actinolita. Ocorrem também variações para xistos actinolíticos, que são compostos por plagioclásio, actinolita e subordinadamente clinozoisita e clorita secundária. Os anfibolitos apresentam granulação grossa a fina, foliação e bandamento composicional. As bandas claras são compostas por plagioclásio e epídoto e as escuras são compostas de hornblenda, e subordinadamente granada.

6.1.2 Complexo Quebradagrande

O Complexo Quebradagrande é constituído por um conjunto de blocos estruturais com orientação norte-sul cuja característica é possuir uma associação de rochas sedimentares marinhas e embasamento de proveniência oceânica de idade cretácica. Sua seção tipo foi definida por Botero (1963 *apud* Moreno-Sánchez *et al.*, 2008) pelos litotipos aflorantes no curso do riacho Grande, um afluente do Rio Medellín. Em seu trabalho Botero reconhece dois conjuntos de rochas distintas, um sedimentar e um de “rochas verdes”. Para Moreno-Sánchez *et al.* (2008) o Complexo Quebradagrande é constituído por rochas metassedimentares de origem marinha, rochas metavulcânicas e embasamento oceânico constituído por rochas ultrabásicas e intrusivas básicas. Os metassedimentos de origem marinha possuem como protolitos hemipelágicos, arenitos arcoseanos, quartzo-arenitos, cherts e conglomerados de composição variada. As metavulcânicas possuem como protolitos tufos, andesitos e basaltos.

Localmente fósseis de plantas são abundantes, por vezes ocorrendo associados a fósseis de moluscos e a partir destes fósseis Etayo-Serna (1985) obteve idade entre o Berriasiano e o Albiano médio (145.5 Ma e 99.6 Ma). Apesar deste estudo ainda são encontrados trabalhos que apresentam o Complexo Quebradagrande com idade jurássica (Plancha 206, Maya & González, 1995).

Gómez-Cruz *et al.* (1995) reconheceu dois intervalos no Complexo Quebradagrande com base na proveniência dos clastos. O intervalo ocidental possui níveis conglomerático com seixos de origem vulcânica, como tufos, lavas andesíticas e basálticas. Ocasionalmente ocorrem fragmentos líticos gabróicos, o que sugere um soerguimento e erosão que expôs o embasamento. A partir de dados geoquímicos Nivia *et al.* (1996, 2006) interpreta que a porção ocidental do Complexo Quebradagrande representa uma bacia marginal submetida a processos vulcanossedimentares associados a um arco vulcânico. A presença de gimnospermas implica que esta bacia marginal devia possuir pelo menos uma porção acima do nível do mar. Echevarria *et al.* (1991) mostra, através do diagrama de determinação de proveniência de Dickinson & Suczek (1979), que os arenitos do setor ocidental são de origem de arco magmático (*apud* Moreno-Sánchez *et al.*, 2008). Até o momento não foram descritos clastos provenientes do Complexo Arquía, apesar da proximidade entre ambos os complexos.

O intervalo oriental é caracterizado pela presença de corpos métricos de conglomerado com seixos de quartzito e fragmentos de rochas metamórficas. As sequências do intervalo oriental são interpretadas como o produto da sedimentação de material detrítico em leques submarinhos próximos à margem continental (Gómez-Cruz *et al.*, 1995). Nos dois intervalos é comum a ocorrência de argilitos negros, chert e basaltos.

O contato entre o Complexo Quebradagrande com os adjacentes complexos Arquía e Cajamarca é definido por duas falhas (Figura 33). O limite ocidental do Complexo Quebradagrande é definido pela Falha Silvia-Pijao, que se interpõe entre ele e o Complexo Arquia e o limite entre o Complexo Quebradagrande com o Complexo Cajamarca foi estabelecido por conveniência e não por critérios geológicos rigorosos (Moreno-Sánchez *et al.*, 2008). Os metaargilitosossilíferos observáveis no riacho Olivares, a leste de Manizales, são considerados do Complexo Quebradagrande e gradam gradualmente para rochas de um grau metamórfico mais elevado mapeadas como Complexo Cajamarca (Sánchez-Moreno *et al.*, 2008).

Figura 33. Seção geológica do Complexo Quebradagrande e sua relação com os complexos Arquía e Cajamarca. (Moreno-Sánchez *et al.*, 2008).

Quanto ao grau metamórfico, apesar de estar cercado por complexos que apresentam embasamento metamórfico, o Complexo Quebradagrande apresenta metamorfismo de fácies da zeólita, de fácies phrenita-pumpellita e de fácies xisto verde. Além do metamorfismo regional, este complexo também apresentam localidades

afetadas por metamorfismo dinâmico que muitas vezes são incluídas no Complexo Cajamarca.

O Complexo Quebradagrande é formado em um sistema de arco vulcânico-bacia marginal durante o Cretáceo Inferior (Álvarez, 1987) o que inibe qualquer correlação com as rochas da Cordilheira Ocidental, cujas idades são do Cretáceo Superior.

As rochas ultramáficas aflorantes na localidade de Marmato são corpos isolados de forma alongada que seguem a orientação da Falha de Romeral. Estas rochas são encontradas associadas a complexos metamórficos e unidades gabróides, o que levou Restrepo e Toussaint (1974) a interpretar que elas teriam relação genética entre si e constituiriam o Complexo Ofiolítico do Cauca, mas até o momento nenhuma relação entre estes litotipos foi observada (Calle *et al.*, 1984).

Estas rochas ultramáficas são essencialmente serpentinitos, macroscopicamente maciços a levemente xistosos, de granulação fina e coloração verde maçã pálido (Calle *et al.*, 1984). Localmente ocorrem peridotitos parcialmente serpentinizados.

A assembleia mineralógica desta unidade apresenta cerca de 96% de antigorita, sendo o restante minerais opacos, possuindo textura alotriomórfica e estrutura xistosa. A antigorita apresenta hábito fibroso. Os minerais opacos são principalmente agregados de minerais finos considerados o produto residual da serpentinização e porfiroblastos de magnetita (Calle *et al.*, 1984).

Os gabros aflorantes nesta região correm associados às rochas ultramáficas no Sistema de Falhas Romeral. As rochas desta unidade apresentam granulação fina a média, coloração cinza escuro esverdeado e aspecto manchado. A assembleia mineralógica é composta por plagioclásio, hornblenda e diálaga, uma variação da augita. Como minerais de alteração ainda são encontrados sericita, zoesita, clinozoisita, clorita, calcita e epidoto. Os minerais acessórios são biotita, titanita e apatita.

O *stock* de Támesis foi definido por Calle *et al.* (1984) e é um corpo de composição predominantemente diorítica, com fácies granodioríticas e gabro anfibolíticas. Ele é composto por rochas equigranulares, com textura hipidiomórfica e granulação média, localmente porfirítica. Sua assembleia mineralógica é composta por plagioclásio, augita, hornblenda e biotita, localmente ocorrem ortoclásio. Os minerais

acessórios são clorita, zircão, apatita e ilmenita. O *stock* de Támesis apresenta idade K-Ar de 124 ± 6 Ma.

6.1.3 Formação Amagá

A Formação Amagá é composta por arenitos, arenitos conglomerados e pelitos, podendo ocorrer níveis de carvão de até 3 metros. Grosse (1926 *apud* Blandón & Gorin, 2013) a divide em três mebrs (superior, médio e inferior). De acordo com Calle *et al.* (1984) o membro inferior é composto por conglomerados, camadas de carvão de até 70cm de espessura, arenitos conglomerático e argilitos. O membro médio é composto por argilitos, arenitos (por vezes conglomerático) e capas de carvão de até 3 metros de espessura. O membro superior é composto por arenitos bem cimentados e argilitos. Subordinadamente ainda podem ocorrer rochas conglomeráticas e carvão.

Estes litotipos representam sedimentos continentais de delta depositados em uma planície de inundação costeira plana associada a rios meandrantos (Blandón e Gorin, 2013). A Formação Amagá se depositou entre o Paleoceno Superior e Oligoceno, de acordo com estudos palinológicos (Schuler & Doubinger, 1970).

6.1.4 Formação Combia

Esta formação é descrita por Calle *et al.* (1984) como uma unidade vulcano-sedimentar composta por rochas piroclásticas, lavas e rochas vulcanoclásticas. As rochas piroclásticas são constituídas por aglomerados, tufos de composição intermediária e brechas vulcânicas com bombas e blocos de basalto e andesito. As lavas possuem composição toleíticas e textura que grada de afanítica a porfirítica, apresentando fenocristais de augita, feldspato ou hiperstênio. Essas lavas se intercalam com os tufos e aglomerados.

Para Restrepo *et al.* (1981) os corpos subvulcânicos de composição variável entre andesítica e dacítica, bem como as rochas piroclásticas e lavas intercaladas com rochas sedimentares, pertencem a Formação Combia. Entre estes corpos subvulcânicos associados à Formação Combia estão os *stocks* de Marmato, de Los Farallones de la Pintada, de Corcovado e de “Cerro Tusa” (Restrepo. *et al.* 1981). O magmatismo da Formação Combia é cálcio-alcálico a toleítico, relacionado à bacia de *pull-apart*.

6.1.5 *Stock* de Marmato

O *stock* de Marmato é um corpo subvulcânico que intrude as rochas metamórficas do Complexo Arquía, as rochas sedimentares da Formação Amagá e as rochas vulcânicas e vulcanossedimentares da própria Formação Combia. Este corpo apresenta cinco litotipos distintos, denominados P1, P2, P3, P4 e P5 pela Gran Colombia Gold, que apresentam diferentes texturas e relações de campo indicativas. As principais intrusões são P1 e P4, enquanto P2, P3 e P5 são diques.

O litotipo denominado P1 é um dacito porfirítico com fenocristais de quartzo bipirâmidal, plagioclásio, biotita e hornblenda. Este é o litotipo predominante e principal litotipo mineralizado da região de Marmato. Estes plagioclásios geralmente se encontram bastante alterados, mas quando fresco eles apresentam uma zonação reversa variando de $Ab_{86}An_{14}$ no núcleo (oligoclásio) a $Ab_{63}An_{37}$ nas bordas (andesina) sua composição (Rossetti & Colombo, 1999). A datação do *stock* de Marmato feita por Sillitoe *et al.* (1982) se deu neste litotipo e obteve idade K-Ar de 6.3 ± 0.7 Ma. Tassinari *et al.* (2008) datou um plagioclásio sericitizado do litotipo P1 e obteve idade K-Ar de 5.6 ± 0.6 Ma. Esta idade é considerada a idade de mineralização pois em Marmato as mineralizações estão associadas ao processo de alteração sericítica presente.

O litotipo denominado P4 é um andesito porfirítico com abundantes fenocristais grossos de plagioclásio, com biotita, hornblenda, magnetita e quartzo subordinado. Neste litotipo o plagioclásio foi considerado andesina (Tassinari *et al.*, 2008). Os demais litotipos, P2, P3 e P5 são diques de pequena expressão. P2 não aflora, mas foi descrito em testemunhos de sondagem como um dacito porfirítico com fenocristais pouco abundantes de quartzo, plagioclásio, biotita euhédrica e hornblenda. O litotipo P3 é um andesito porfirítico com megacristais de plagioclásio. Além destes megacristais, que chegam até a 15mm, este litotipo apresenta pequenos fenocristais de plagioclásio, biotita, hornblenda e pequenas quantidades de quartzo e magnetita. O litotipo P5 também só é observado em alguns testemunhos de sondagem. Este litotipo é um dacito porfirítico com fenocristais grossos de quartzo euhedral, fenocristais menores de quartzo, grandes fenocristais alongados de plagioclásio, biotita e hornblenda.

6.2 Aspectos Estruturais

O depósito de Marmato foi formado durante o Mioceno, em um regime tectônico de transpressão dextal induzido pelo acoplamento oblíquo de terrenos alóctones

(Sillitoe, 2008) e é afetado por três eventos deformacionais distintos (Rossetti & Colombo, 1999). O primeiro evento (D1) deformacional afeta somente os xistos do Complexo Arquía e ocorreu em ambiente dúctil. A Formação Amagá e as unidades vulcânicas mostram dois eventos rúpteis ou rúpteis-dúcteis distintos. O primeiro destes eventos (R2) é observado principalmente nas bordas dos corpos intrusivos devido à presença de cataclasitos. Este evento é associado ao colocamento destes corpos magmáticos nas rochas sedimentares anteriores. O segundo evento deformacional rúptil (R3) é posterior à intrusão dos corpos magmáticos miocênicos. Ele é caracterizado por diversas juntas distensionais e veios distensionais. Estes veios distensionais apresenta espessura de até poucos metros e continuidade vertical superior a 500m, podendo chegar até 1,5km (Rossetti & Colombo 1999). Estes veios R3 são os veios mineralizados de Marmato.

As descontinuidades produzidas em R3 podem ser agrupadas em duas famílias distintas (Figura 34). A primeira família (A) é composta por juntas e veios distensionais, sendo sua atitude N70°W. A segunda família (B) é composta por juntas de compressionais com atitude N50°E. Em ambas ocorrem falhas de maneira subordinada. Os veios mineralizados ocorrem preferencialmente na família A uma vez que esta família apresenta comportamento distensivo, facilitando a circulação dos fluidos hidrotermais (Rossetti & Colombo 1999).

As falhas observadas apresentam rejeito pequeno, por vezes milimétrico. As juntas distensionais geralmente são pequenas, na escala de centímetros a poucos metros, e, assim como as falhas, não apresentam preenchimento posterior. Por outro lado os veios distensionais apresentam minerais hidrotermais associados à mineralização. Estes minerais hidrotermais são idiomórficos e apresentam texturas que indicam crescimento em espaço aberto. A geometria dos veios distensionais é controlada por um sistema distensional no qual a mineralogia hidrotermal foi depositada durante os estágios tardios do evento rúptil R3. Estes veios geralmente apresentam halos em que a rocha encaixante esta extremamente sericitizada (Rossetti & Colombo 1999).

Figura 34. Stereonet (hemisfério inferior com projeção de área constante) dos pólos para estruturas planares de Marmato. (A) Todas as medidas analisadas e (B) separação destas medidas em duas famílias distintas (I e II). A família I é preferencialmente mineralizada (Rossetti & Colombo, 1999).

6.3 Alterações Hidrotermais

Os fluidos hidrotermais são responsáveis, além do transporte e precipitação do minério, por alterar os litotipos vulcânicos. Segundo Rossetti & Colombo (1999) os dois principais tipos de alteração hidrotermal encontrados em Marmato são a alteração propilítica e a alteração sericitica.

Propilitização. A propilitização é o tipo de alteração que ocorreu primeiro na localidade de Marmato. Ela é pervasiva, afetando grandes áreas, e não está relacionada a veios hidrotermais individuais. A maioria das rochas vulcânicas se encontra alterada, principalmente os dacitos e os andesitos de granulação média. A mineralogia de uma alteração propilítica consiste em quartzo, calcita, clorita, pirita e sericita, com epidoto subordinado. Geralmente a calcita substitui o plagioclásio e a clorita substitui biotita e anfibólio. A magnetita primária se preserva, sendo por vezes recoberta por uma fina camada de pirita. A matriz sofre forte alteração e grande parte dela se transforma em uma massa de granulação fina composta por quartzo, clorita e sericita. A distribuição dos teores em relação a esta alteração mostra que esta alteração não está associada à deposição de ouro (Rossetti & Colombo, 1999).

Sericitização. Em Marmato a sericitização ocorre associada aos veios mineralizados, afetando até poucos metros da rocha encaixante. A mineralogia desta

alteração consiste basicamente de mica branca muito fina com quantidade variável de quartzo, pirita e calcita, sendo que todos os minerais da assembleia mineral pré- alteração, com excessão do quartzo e da apatita, são fortemente afetados pela sericitização, que pode transformar a rocha encaixante em um material macio e esbranquiçado. Esta alteração é posterior a propilitização uma vez que os litotipos propilitizados são cortados por veios que apresentam halos sericitizados na interface veio-rocha hospedeira.

Outras alterações observadas são a silicificação e a alteração argílica (Pinzón, 2002 e López-Rendon & Bedoya, 1989 *apud* Pinzón, 2002). A silicificação ocorre nas proximidades de veios e é caracterizada pela formação de agregados policristalinos de quartzo em camadas, microveios ou substituindo os minerais principais da rocha. A alteração argílica é descrita na parte superficial do depósito como uma alteração proximal aos veios hidrotermais (até 70 cm de distância). Esta alteração apresenta altas concentrações de ouro e é composta por esmectita, pirita, quartzo fino, clorita, sericita, plagioclásio e minerais supergênicos (López-Rendon & Bedoya, 1989 *apud* Pinzón, 2002).

Para Rodriguez & Warden (1993) também ocorreria caulinitização como um tipo predominante de alteração hidrotermal na região. Rossetti & Colombo (1999) refutam este dado ao afirmarem, com o auxílio de análises de raios-X e MEV, que esta alteração é pouco presente neste depósito.

6.4 Inclusões Fluidas

Rossetti & Colombo (1999) também apresenta um estudo de inclusões fluidas tanto em fenocristais de quartzo do corpo dacítico como nos veios mineralizados, visando uma melhor compreensão da evolução dos fluidos relacionados às alterações hidrotermais e com a mineralização.

Na população de quartzo proveniente das rochas encaixantes analisada foram descritos quatro tipos de inclusões:

- Inclusões primárias, com formato arredondado e tamanho variável. Estas inclusões ocorrem em dacitos relativamente bem preservados.
- Inclusão multifásica, com presença de uma fase líquida, uma ou mais fases sólidas e uma fase gasosa. As fases sólidas são constituídas por um mineral

cúbico de alto relevo e outro mineral mais arredondado e de baixo relevo. Estas características sugerem que estes minerais sejam halita e silvinita respectivamente. Estas inclusões ocorrem em planos com microfraturas tanto em dacitos frescos como em dacitos propilitizados, porém não são observadas em dacitos com forte sericitização.

- Inclusões ricas em vapor. Estas inclusões ocorrem associadas às inclusões multifásicas descritas acima nos mesmos planos de microfratura ou associadas às inclusões ricas em líquidos. Também ocorrem planos em que só foram observadas inclusões gasosas.
- Inclusões ricas em líquidos. Estas inclusões também ocorrem nos planos das microfraturas e por vezes estão associadas com as inclusões ricas em vapor.

Nos veios hidrotermais inclusões fluidas foram observadas em quartzo, calcita, adularia e esfalerita. Dois tipos de inclusões foram descritas:

- Inclusões ricas em líquidos. Essas inclusões são constituídas por uma fase líquida e uma fase gasosa e representa o tipo mais comum de inclusão observada nos veios. Estas inclusões geralmente são pequenas ($<10\mu\text{m}$), principalmente quando ocorrem na zona de crescimento do mineral.
- Inclusões ricas em gases. Estas inclusões consistem em bolhas de vapor com uma fina camada de líquido em volta.

Baseado no estudo dessas inclusões Rossetti & Colombo (1999) determina a presença de dois fluidos distintos no sistema mineral de Marmato. O primeiro fluido só foi verificado nos fenocristais de quartzo do corpo dacítico. Este fluido é considerado pré-mineralização e provavelmente está relacionado ao começo da circulação da célula de convecção gerada por este sistema mineral. A alta salinidade do fluido neste contexto tectônico indica uma importante contribuição magmática neste fluido inicial (Bowman *et al.* 1987). O segundo fluido é observado nos veios de quartzo e em porções fortemente sericitizadas dos corpos dacíticos. Ele está relacionado à fase de deposição do minério. Este fluido é significativamente menos salino e apresenta duas fases, uma rica em líquidos e a outra rica em vapor. A salinidade foi estimada entre 1,6 e 4,7 % peso eq. NaCl com base nos estudos das inclusões fluidas. A temperatura de homogeneização obtida nestes estudos variou entre 263°C e 312°C, com moda entre

280°C e 290°C (Figura 35). Estes valores estão de acordo com os valores esperados para fluidos mineralizantes de depósitos epitermais (Wilkinson, 2001).

Figura 35. Salinidade e temperatura de homogeneização do depósito aurífero de Marmato plotado em diagrama apresentado por Wilkinson (2001) que relaciona a salinidade e a temperatura de homogeneização de diversos tipos de depósitos minerais.

6.5 Geologia Isotópica

Em Marmato diversos estudos isotópicos já foram executados. O *Stock* de Marmato já foi datado por diversos autores (Pinzón, 2002; Tassinari *et al.*, 2008; Restrepo *et al.*, 1981; Henrichs, 2013) tanto através de K-Ar e Ar-Ar como por U-Pb SHRIMP. As idades K-Ar e Ar-Ar obtidas foram de 7.1 ± 0.2 Ma, 6.3 ± 0.7 Ma e 6.7 ± 0.06 Ma, enquanto que as idades U-Pb SHRIMP em zircão foram de 7 ± 0.15 Ma, 6.95 ± 0.16 Ma e 6.7 Ma.

A mineralização foi datada por Pinzón (2002) e Tassinari *et al.*, (2008) a partir da alteração sericítica encontrada em plagioclásio do *stock* de Marmato. A idade K-Ar obtida foi de 5.6 ± 0.6 Ma. Esta idade possibilita se inferir que o processo de mineralização ocorreu associado a uma reativação do Sistema de Falhas Romeral, que foi datado por Vinasco (2001) com idade Ar-Ar de 5.6 ± 0.4 Ma.

Pinzón (2002) e Tassinari *et al.* (2008) também apresentam estudos da composição de Sr, Nd e Pb nas rochas da região de Marmato. Os estudos de Rb-Sr e Sm-Nd foram executados em pirita e esfalerita, visando representar os minerais de minério. O conteúdo de Sm e Nd observado varia de 2.96 a 28.85 e 14.34 a 111.04 ppm

respectivamente, enquanto que o conteúdo de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos nestes sulfetos varia de 0.70503 a 0.70937. O ϵ_{Nd} destes sulfetos varia de -2.46 até +3.28, sendo que os valores de ϵ_{Nd} e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos variam de acordo com a profundidade em que as amostras foram coletadas. Em Marmato Bajo, a parte mais profunda do depósito de Marmato, os valores de ϵ_{Nd} e da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos foram 1.95 a 3.28 (os mais positivos encontrados) e 0.70503 (a razão mais baixa). Isto se inverte nos dados observados em Echandia e Cien Pesos (as partes mais superficiais deste depósito). Estes resultados são atribuídos à composição do fluido hidrotermal durante a deposição destes sulfetos mineralizados (Tassinari *et al.*, 2008). Quando estes dados são comparados com as composições isotópicas das rochas da região de Marmato é possível verificar uma grande correlação entre a composição isotópica deste fluido com a composição isotópica das rochas metavulcânicas (Figura 36).

Figura 36. Comparação da composição isotópica de Sr e Nd observada nos sulfetos mineralizados com a composição isotópica das rochas presentes na região de Marmato (Tassinari *et al.*, 2008).

A composição isotópica do Pb também foi estudada em pirita e esfalerita. A razão $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia entre 18.970 e 19.258, a razão $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 15.605 a 15.726 e a razão $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia de 38.813 a 39.208. De acordo com Zartman e Doe (1981) estas composições são associadas às curvas do orógeno e da crosta continental

superior (Figura 37). O Pb de Marmato deve possuir duas fontes distintas, o que explica porque um cluster composicional está associado ao *Stock* de Marmato e aos xistos grafitosos e um outro cluster de associação menos clara.

Figura 37 Composição isotópica de Pb dos sulfetos mineralizados e demais rochas regionais plotadas no diagrama de Zartman e Doe (1981) (Tassinari et al., 2008).

6.6 Mineralizações

As mineralizações de Marmato foram descritas por Pinzón (2002). Ele separa o Distrito Aurífero de Marmato em quatro setores distintos, de acordo com a sua posição topográfica. São eles: Echandia, entre 1600 e 1450 metros de altitude, Cien Pesos, de 1430 a 1300 metros de altitude, Marmato, com cota de 1300 metros e Marmato Bajo, entre as cotas de 1260 a 160 metros.

As mineralizações se localizam em veios distensionais de até 2m de espessura, continuidade horizontal de até 250m e continuidade vertical de até 50m. Também ocorrem brechas e *stockworks* mineralizados. Os veios apresentam zonação lateral entre quartzo e os sulfetos, em especial pirita e esfalerita (López-Rendón, 1991). Em Echandia, parte superficial deste distrito aurífero, os minerais de minério mais abundantes são: pirita, esfalerita e galena; Subordinadamente ocorrem também calcopirita, arsenopirita, pirrotita, argentita, ouro nativo e *electrum* (Au-Ag). Já em

Marmato Bajo os minerais de minério mais abundantes são: pirita, pirrotita, esfalerita, arsenopirita, calcopirita, ouro, galena e marcassita.

O ouro foi encontrado como acessório na forma de *electrum* em todos os setores de Marmato. Este *electrum* é microgranular e ocorre preenchendo as microfraturas da pirita e como microglóbulos dentro de galenas. A relação Au:Ag varia de 1:1 para até 4:1 na pirita enquanto que na galena ela é constante em 1:1.

6.7 Geodinâmica

Uma síntese sobre a evolução geodinâmica da região de Marmato é apresentada em Tassinari *et al* (2008) e em Pinzón (2002), tendo como base os dados levantados nos mesmos e em Ordoñez, 2001; Vinasco 2001; Sierra *et al.* 2000; Duque-Caro, 1990; Restrepo *et al.*, 1981, Paris e Romero, 1994; Ego *et al.* 1995. Esta síntese é apresentada abaixo:

33-25Ma – Atividade magmática de composição monzonítica e quartzodiorítica do Arco Piedrancha-Farallones na Cordilheira Ocidental

22Ma – Formação da bacia de retro arco na depressão de Cauca-Patía

15Ma – Fim da sedimentação da Formação Amagá.

12Ma – O Arco Panamá-Choco colide com o continente sul-americano, causando o reativamento do Sistema de Falhas Romeral (SFR) e desenvolvimento de bacias de *pull-apart* na depressão de Cauca-Patía

11Ma – Magmas cálcio-alcalinos e toleíticos pertencentes a Formação Combia são colocados.

6.3Ma – O *Stock* de Marmato se cristaliza, associado à reativação do SFR, é fraturado e tem início a atividade hidrotermal.

5.6Ma – A reativação do SFR, associada à circulação de fluidos hidrotermais, geram a deposição do ouro em veios de quartzo.

3.7-3.1Ma – Fechamento da conexão entre o Oceano Pacífico e o Mar do Caribe devido a colisão do Arco Panamá-Choco com o continente sul-americano.

6.8 Modelo Genético das mineralizações de Marmato

O modelo genético das mineralizações auríferas do Distrito Mineiro de Marmato apresentado a seguir foi sintetizado por Pinzón (2002).

CARACTERÍSTICAS	DESCRIÇÃO
Ambiente Tectônico	Margens convergentes de placas (Nazca-Sul Americana) com componente oblíquo pela causado pela colisão do arco Panamá-Choco com a porção NW da América do Sul. Ambiente combinado de bacias do tipo <i>back arc</i> e <i>pull apart</i>
Formação dos Magmas	Origem mantélica. Formados pela subducção da placa de Nazca no território sul americano.
Ascensão dos Magmas	Ascensão aos níveis crustais superiores de forma rápida, controlado pelo Sistema de Falha Romeral (SFR). Originado pelo ambiente distensional da bacia <i>pull apart</i>
Colocação dos Magmas	Crosta Superior
Tipo de Magmatismo	Cálcio- alcalino e toleítico
Rocha encaixante	Dacitos e andesitos porfíricos subvulcânicos
Idade do <i>Stock</i> de Marmato	6.3±0.7Ma
Sistema Hidrotermal	Originado pelo resfriamento do <i>Stock</i> de Marmato com o SFR ativo
Duração do Sistema Hidrotermal	Intervalo entre 6,3±0.7Ma e 5.6±0.6Ma (700.000anos)
Tipo de Fluidos	Mistura entre fluidos magmáticos e meteóricos
Temperatura dos Fluidos	260 a 310°C
Alteração Hidrotermal	Ampla propilitização e sericitização restrita aos veios hidrotermais
Ph dos Fluidos	5-6, aproximadamente neutro
Controle da Mineralização	Estrutural, veios distensionais com orientação preferencial N70°W.
Estrutura	Preenchimento de espaços abertos, formação de bandas de pirita e subordinadamente esfalerita.
Minério	Au-Ag
Minerais de Minério	Predominantemente pirita, subordinadamente ainda ocorrem esfalerita, galena, pirrotita, arsonopirita, calcopirita. Mais raramente Ag nativa, argentita, polybasita, Au nativo, electrum (Au-Ag), teluretos e sulfossais de Bi
Minerais de Ganga	Quartzo e carbonato
Rochas Fontes	Participação principal dos andesitos e dacitos pórfiros,

	subordinadamente do xisto grafitoso do Complexo Arquia.
Anomalia geofísica	Susceptibilidade magnética negativa, já que nos veios a magnetita é substituída por pirita.
Geoquímica	Anomalias de Cu, Pb, Zn, As, Te Bi
CLASSIFICAÇÃO	DEPÓSITO EPITERMAL Au-Ag <i>LOW SULFIDATION</i>

7 Resultados e Discussão

7.1 Petrografia

Visando a caracterização dos litotipos presentes na área estudada foram descritas 17 seções delgadas (Tabela 6) e 10 seções polidas (Tabela 7), sendo que estas seções polidas também foram analisadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Em 6 destas amostras foram executadas seções delgadas e polidas. As fichas individuais de descrição petrográfica de cada amostra podem ser observadas no Anexo III.

Neste estudo foram efetuadas descrições mineralógicas definindo-se os minerais essenciais, acessórios, opacos e de alteração hidrotermais presentes em cada amostra. Deste modo foi possível caracterizar o *Stock* de Marmato, principal rocha encaixante da mineralização aurífera e o embasamento regional, composto por um muscovita xisto pertencente ao Complexo Arquia. Estas unidades geológicas também foram descritas petrograficamente por Rossetti & Colombo (1999), Pinzón (2002) e Tassinari *et al.* (2008).

7.1.1 *Stock* de Marmato

O *Stock* de Marmato é composto por dacitos e andesitos porfiríticos. A paragênese mineral deste litotipo é composta principalmente por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, com zircão e apatita presentes em quantidades traço e megacristais de até 5 mm. Foram descritas 14 amostras deste litotipo (CM-06, CM-11, CM-14, CM-16, CM-22, CM-23, CM-24, CM-25, CM-26, CM-50, CM-51, CM-54, CM-56) e o padrão geral apresentado por elas foi:

(1) megacristais magmáticos formados em uma primeira geração (quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda), são fenocristais subeuhédricos a euhédricos desenvolvidos em ambientes subvulcânicos que atingem até 5 mm. Geralmente estes minerais, com exceção do quartzo, são afetados pelas reações hidrotermais posteriores. Nas seções delgadas não foram observados cristais de hornblenda e biotita, apenas pseudomorfos.

(2) minerais magmáticos formados de segunda geração (quartzo e plagioclásio), são minerais finos e com hábitos anhédracos, que formam a matriz das rochas e foram cristalizados em um ambiente vulcânico.

(3) minerais de alteração hidrotermal (clorita, epidoto, sericita, esmectita, quartzo). São minerais geralmente subeuclóricos a aneuclóricos que geralmente substituem os minerais magmáticos de primeira e segunda geração, a exceção do quartzo e da apatita.

O *Stock* de Marmato apresenta composição predominantemente dacítica e localmente andesítica na localidade estudada e sempre está sofrendo algum tipo de alteração hidrotermal. A partir do estudo destas 14 seções delgadas foi possível distinguir entre as principais paragéneses minerais de cada tipo de alteração.

Apesar da antiga classificação de depósitos epitermais *low sulfidation* nas descrições efetuadas não foram observadas adularias bem formadas.. Posteriormente, com o auxílio do microscópio eletrônico de varredura (MEV), em duas amostras (CM-16 e CM-24) a composição da adularia (ortoclásio; K 14%, Al 9.7%, Si 30.3% e O 46%) foi detectada em meio a matriz. É possível que o feixe de elétrons do MEV tenha focalizado exatamente em cristais de adularia que compõe a matriz destes litotipos, porém ao analisar a textura dos minerais analisados pelo MEV o autor deste trabalho acredita que também possa se tratar de uma assinatura conjunta entre o quartzo e os filossilicatos presentes na matriz (Figura 38). Em outras quatro amostras (CM-42, CM-49, CM-50 e CM-51) foram observados minerais mais bem formados, com composições de ortoclásio e associados aos veios hidrotermais (Figura 39) (amostras CM-42 e CM-49 são veios mineralizados e amostra CM-50 e CM-51 são amostra de rochas encaixantes nas proximidades de veios mineralizados). Estes minerais bem formados são as adularias encontradas pelo autor. De acordo com Hibbard (1995 *apud* Corrêa Silva, 2002) a reação de formação da adularia é $3 \text{KAlSi}_3\text{O}_8 + 2 \text{H}^+ \rightarrow \text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{K}_2\text{O} + 6 \text{SiO}_2$ onde o feldspato alcalino sofre hidrólise e vira sericita, sílica residual e K_2O , que por não ser um gerador de mineral acaba sendo consumido na geração de adularia (KAlSi_3O_8).

Figura 38. Composição de adulária observada no spot 5 da amostra CM-24. Pela textura do mineral pode-se tratar tanto da adularia como de uma assinatura conjunta entre o quartzo e os filossilicatos da matriz.

Figura 39. Amostra CM-42, em que o spot 1 é quartzo, o spot 2 adulária e o spot 3 pirita. Esta amostra representa um veio hidrotermal.

Clorita + calcita + epidoto

Nas quatro amostras observadas (CM-23, CM-25, CM-26, CM-60) em que os principais minerais de alteração hidrotermal são a clorita, a calcita e o epidoto o plagioclásio é parcialmente substituído em graus variados por calcita, epidoto, esmectita e sericita (Figura 42, Figura 43, Figura 44 e Figura 45), enquanto que a hornblenda e a biotita são totalmente substituídas por clorita, epidoto, pirita de acordo com as reações:

A matriz dessas amostras é composta por um agregado de granulação muito fina com quartzo, clorita, calcita, sericita e apatita. Estas reações indicam que este conjunto de amostras pode ser descrito como rochas afetadas por alteração propilítica. De acordo com Rossetti & Colombo (1999) esta alteração afeta todo o *Stock* de Marmato e está associada a um fluido hidrotermal pré-mineralização. Esta alteração foi observada na parte mais profunda estudada, nas cotas topográficas de 995m, 707m, 635m e 559m nas amostras CM-60, CM-23, CM-25 e CM-26 respectivamente.

De acordo com o Corbett & Leach (1998) (Figura 41) esta paragênese (clorita + calcita + epidoto) indica uma alteração propilítica. Esta alteração é caracterizada por ocorrer em um domínio mesotermal em pH ~ 7 e temperatura superior a 250°C, visto a temperatura de estabilidade dos minerais dessa assembleia (Hedenquist *et al.* (2000)). Em Marmato esta alteração é caracterizada por calcita, clorita e epidoto que substituem parcialmente megacristais de plagioclásio e completamente megacristais de hornblenda e biotita em meio a uma matriz composta por quartzo e filossilicatos finos, que substitui os plagioclásios da matriz fina. Esta alteração não é relacionada a veios e não está relacionada com a mineralização aurífera. Esta alteração é pervasiva e afeta grandes volumes de rocha no *stock* de Marmato

Figura 40. Temperatura de estabilidade de minerais associados a depósitos epitermais em relação ao pH do fluido hidrotermal (Hedenquist et al, 2000).

Figura 41. Diagrama de Corbett & Leach (1998) com os tipos comuns de alteração mineralógicas em sistemas hidrotermais. (extraído de <http://www.corbettgeology.com/phvstemp.htm>)

Figura 42. Aspecto geral deste conjunto de alteração com nicóis paralelos. Amostra CM-23.

Figura 43. Aspecto geral deste conjunto de alteração com nicóis cruzados. Amostra CM-23.

Figura 44. Associação de alteração hidrotermal composta por calcita e epidoto.

Figura 45. Assembleia de alteração composta por epidoto e clorita. Amostra CM-26

Figura 46. Cristal de plagioclásio sendo alterado para epidoto, amostra CM-23.

Sericita

Um conjunto de três amostras (CM-06, CM-14 e CM-51) apresentou como principal mineral de alteração micas brancas e finas de difícil distinção, que serão tratadas aqui como sericita. Subordinadamente neste conjunto ainda ocorrem esmectita, clorita e pirita. O quartzo não é afetado por essa reação hidrotermal e permanece estável tanto na matriz como nos megacristais. O plagioclásio, a biotita e a hornblenda estão totalmente substituídos por uma massa fina pelos filossilicatos sericita, clorita e esmectita. Nas hornblenda e biotitas ainda se observa a formação de piritas. A matriz desta alteração é composta por quartzo e filossilicatos finos provenientes do processo de alteração hidrotermal.

Duas das três amostras (CM-06 e CM-14) possuem veios centimétricos compostos por pirita, quartzo, calcita, óxido de ferro e clorita, já a terceira amostra (CM-51) é repleta de vênulas de quartzo. Estes litotipos representam o litotipo de alteração mais proximal em relação aos veios hidrotermais, o que é representado por sua assembleia de alteração composta predominantemente por sericita. As reações observadas nestas amostras podem ser sintetizadas da seguinte maneira:

plagioclásio $\rightarrow$ sericita $\pm$ clorita $\pm$ esmectita

hornblenda $\rightarrow$ sericita $\pm$ clorita $\pm$ pirita

biotita $\rightarrow$ clorita $\pm$ sericita $\pm$ pirita.

Nesta alteração também é observada calcita preenchendo fraturas em cristais de quartzo. Esta calcita deve estar relacionada com uma das fases de circulação hidrotermal, provavelmente a última.

Segundo Corbett & Leach, (1998) (Figura 41) esta assembleia de minerais de alteração caracteriza uma alteração filica, outra designação possível para o termo alteração sericítica, escolhido pelo autor desta dissertação (ver seção “Depósitos Epitermais”). Assim como a alteração propilítica, a alteração sericítica ocorre em domínios mesotermiais, com temperaturas acima de 250°C e pH (5~6) ligeiramente mais ácido que o da alteração propilítica. A alteração sericítica foi observada nas profundidades 1373m, 905m e 830m.

Nesta alteração foi observada adularia na amostra CM-51 com o auxílio do microscópio de varredura eletrônica (MEV). A alteração sericítica, assim como a alteração argílica, é a alteração presente na rocha encaixante dos veios mineralizados em Marmato. Tassinari *et al.* (2008) obtiveram idade de 5.6 ± 0.6 Ma para esta alteração ao datar um plagioclásio sericitizado. Esta idade é interpretada como sendo a idade de mineralização.

Figura 47. Pseudomorfor de plagioclásio totalmente alterado para sericita e esmectita, com quartzo como resíduo da reação. Amostra CM-06.

Figura 48. Megacristais de plagioclásio, hornblenda e biotita afetados por esta alteração hidrotermal e megacristais de quartzo inalterados. Amostra CM-06

Figura 49. Megacristal de quartzo com fratura preenchida por calcita, amostra CM-06.

Figura 50. Veio composto por minerais opacos (pirita), carbonato e clorita e rocha encaixante com o megacristal de quartzo preservado e o restante dos megacristais alterados para sericita. Nesta foto é possível observar a gradação da alteração a partir do veio. Amostra CM-14.

Argilominerais

Um conjunto grande de amostras (CM-11, CM-16, CM-22, CM-24, CM-50, CM-56 e CM-57) apresentou como principais minerais de alteração esmectita e subordinadamente clorita, pirita e sericita. A maioria dos minerais está totalmente alterada, de maneira que é difícil a distinção de qual era o mineral original. Pela textura pode-se estimar que tanto o plagioclásio quanto a hornblenda são totalmente alterados para esmectita, com sericita, pirita e clorita em menor quantidade. O quartzo, por sua vez, não é afetado por esta alteração hidrotermal e é o único megacristal estável nas condições de temperatura e pH que regeram esta alteração. Além disto, foi possível, ao se observar a textura, identificar paleobiotitas, agora totalmente alteradas para sericita, clorita e pirita, com traços de epidoto ainda presentes (amostra CM-57). As reações podem ser sintetizadas da seguinte forma:

$$\text{plagioclásio} \rightarrow \text{esmectica} \pm \text{sericita} \pm \text{clorita}$$
$$\text{hornblenda} \rightarrow \text{esmectica} \pm \text{sericita} \pm \text{clorita}$$
$$\text{biotita} \rightarrow \text{clorita} + \pm \text{sericita} \pm \text{epidoto}$$

Nestes litotipos também são observadas diversas vênulas com uma grande quantidade de sulfetos, além de eventualmente sericita e clorita.

Esta assembleia mineral caracteriza uma alteração argílica (Corbett & Leach, 1998, Figura 41), com pH ligeiramente mais ácido que observado nas alterações propilítica e sericítica. Segundo o mesmo autor e diferindo das alterações anteriores esta alteração é considerada de domínio epitermal, com temperaturas inferiores a 250°C. Esta alteração também é mineralizada, sendo abundante a ocorrência de piritas, o principal mineral de minério desta localidade.

A alteração argílica é observada em profundidades mais rasas que as alterações anteriores, ocorrendo em amostras oriundas de cotas variadas, desde a superfície até a parte mais profunda do depósito (1454m, 1160m, 1160m, 1043m, 1037m, 1017m e 640m), mas com *trend* mais superficial do que o da alteração sericítica, o que está em consonância com os modelos de depósitos epitermais. Nesta alteração a adularia foi observada na amostra CM-50.

Figura 51. Temperatura de estabilidade dos filossilicatos e a relação de maior cristalinidade conforme o aumento da temperatura (Hedenquist et al, 2000).

Figura 52. Aspectos gerais desta alteração hidrotermal com nicóis paralelos, amostra CM-51.

Figura 53. Aspectos gerais desta alteração com nicóis cruzados, amostra CM-51.

Figura 54. Minerais opacos, posteriormente identificados como pirita, em abundância nessa fácies hidrotermal CM-50.

Figura 55. Aspecto geral da amostra CM-22, com o quartzo preservado, o restante dos minerais substituídos por argilominerais e sericita, produto da alteração hidrotermal.

Figura 56. Pseudomorfos de plagioclásio e hornblenda substituídos por argilominerais e quartzo residual, amostra CM-22.

Outras alterações

Também foram observadas localmente silicificação e alteração supérgena. A silicificação ocorre próxima aos veios e foi observada nas amostras CM-06 e CM-16. A alteração supérgena foi observada em algumas amostras (CM-06 e CM-56) e é caracterizada pela oxidação da pirita (Figura 70).

Este conjunto de alterações hidrotermais corrobora com os dados observados na bibliografia com a diferença que neste trabalho foram observadas diversas amostras com alteração argílica, alteração que em outros trabalhos é considerada menos importante que as alterações sericítica e propilítica (Pinzón, 2002) ou não são citadas.

7.1.2 Complexo Arquia

Três amostras da parte mais profunda do depósito de Marmato foram descritas nesta dissertação (CM-28, CM-30, CM-31) visando caracterizar melhor as rochas mineralizadas pertencentes ao Complexo Arquia que afloram na região. Nenhum evento hidrotermal foi observado pós-metamorfismo e nenhuma feição diagnóstica das condições pré-metamorfismo foi observada.

A mineralogia observada no xisto do Complexo Arquia foi muscovita e quartzo, com titanita, apatita, pirrotita e albita como os principais minerais acessórios. A muscovita é o mineral mais abundante neste grupo de amostras, sendo geralmente fina. Ela marca a foliação metamórfica observada no litotipo. O quartzo é subeuédrico a anédrico, fino e não apresenta extinção ondulante, o que indicaria uma exposição maior a movimentações tectônicas. A pirrotita possui granulação média e encontra-se ora brechada, ora corroída, possivelmente indicando que ela é anterior aos eventos geradores da mineralização do *Stock* de Marmato. Este litotipo apresenta teluretos de prata e bismuto que serão descritos adiante.

Figura 57. Aspecto geral da amostra CM-31, representante do muscovita xisto do Complexo Arquia. Nela são observadas vênulas de quartzo concordantes com a foliação marcada pelos cristais de muscovita.

Figura 58. Pirrotita corroída em meio a quartzo e muscovitas. A pirrotita é o principal mineral de minério do Complexo Arquia. Amostra CM-30

Figura 59. Pirrotita brechada em muscovita xisto pertencente ao Complexo Arquia observada na amostra CM-28.

Tabela 6. Relação das amostras descritas em seções delgadas com sua topografia e litologia. As amostras CM-28, CM-30 e CM-31 são amostras do Complexo Arquia, as demais são rochas percententes ao Stock de Marmato. Para descrever a mineralogia principal de cada amostra as seguintes abreviações foram utilizadas: Quartzo (Qtz); Plagioclásio (Plagio); Calcita (Cal); Sericita (Ser), Muscovita (Ms), Esmectita (Sm); Clorita (Chl), Epidoto (Ep) e minerais opacos (Op) e óxido de ferro (Ox Fe). Tanto os dacitos quanto o andesito são porfíricos.

Amostra	Topografia (m)	Litotipo	Mineralogia
CM-50	1454	Dacito	Qtz, Sm, Ser, Op
CM-51	1373	Dacito	Qtz, Sm, Op, Ser
CM-22	1160	Dacito	Qtz, Sm, Ms, Ser, Op
CM-16	1160	Andesito	Qtz, Sm, Chl, Op
CM-56	1043	Dacito	Qtz, Sm, Op, Ox Fe
CM-11	1037	Dacito	Qtz, Sm, Chl, Plagio
CM-57	1017	Dacito	Qtz, Sm, Chl, Cal
CM-60	995	Dacito	Qtz, Plagio, Ep, Chl, Cal

CM-14	905	Dacito	Qtz, Ser, Chl, Op
CM-06	830	Dacito	Qtz, Ser
CM-23	707	Dacito	Qtz, Plagio, Ep, Ser, Chl
CM-24	640	Dacito	Qtz, Sm, Op, Ser
CM-25	635	Dacito	Qtz, Plagio, Ep, Ser, Chl, Op, Cal
CM-26	559	Dacito	Qtz, Plagio, Sm, Ep, Chl, Op
CM-28	196	Muscovita Xisto	Ms, Qtz, Op
CM-30	188	Muscovita Xisto	Ms, Qtz, Op
CM-31	185	Muscovita Xisto	Ms, Qtz, Op

Tabela 7. Relação de amostras descritas em seções polidas visando à caracterização dos minerais opacos observados nas seções polidas, tanto os dacitos como o andesito são porfíricos.

Amostra	Litotipo	Minerais opacos	Topografia (m)
CM-49	Dacito	+ Pirita, -esfalerita, -calcopirita, - galena	1500
CM-50	Dacito	+ Pirita, - esfalerita, - galena	1454
CM-51	Dacito	+ Pirita, - calcopirita, - esfalerita, - galena	1373
CM-42	Dacito	+Pirita, - galena	1260
CM-22	Dacito	+ Pirita, - calcopirita, - esfalerita, ilmenita	1160
CM-16	Andesito	+ Pirita, -esfalerita, - ilmenita, - galena	1160
CM-56	Dacito	+Pirita, -calcopirita, -bornita, - esfalerita, - pirrotita, FeO	1043
CM-57	Dacito	+Pirita, - pirrotita, -	1017

		calcopirita, -galena	
		+ Pirita, -	
CM-24	Dacito	calcopirita, - pirrotita, - ilmenita	640
		+ Pirrotita, -	
CM-28	Muscovita Xisto	calcopirita, - ilmenita	196

7.2 Mineralização e Minerais de Minério

Para caracterizar os minerais opacos presentes na região de Marmato foram descritas 10 seções polidas. Oito delas são representativas da parte superficial do depósito de Marmato (acima da cota 900m) e duas são do corpo mais profundo. A descrição das fichas individuais pode ser observada no Anexo III, onde oito destas complementam informações de seções delgadas feitas nas mesmas amostras e as outras duas caracterizam amostras que não foram descritas em luz transmitida.

7.2.1 Ouro-Prata

Nas amostras estudadas por luz refletida e no MEV o ouro (Au) sempre foi encontrado na forma de ouro *electrum*, ou seja, formando uma liga com a prata (Ag). A relação entre o Au e a Ag não é constante, tendo sido observada relações de 2:1 e 1:1 quando o ouro *electrum* ocorre associado a piritas (cotas 1260m e 1454m respectivamente) e relação 3:1 quando ocorre associado ao quartzo e a calcopirita (cotas 1043 e 1017 respectivamente) (Figura 60, Figura 61, Figura 62 e Figura 63).

7.2.2 Pirita

O principal mineral de minério encontrado em Marmato é a pirita, mineral que foi observado em todas amostras mineralizadas do *Stock* de Marmato como mineral de minério mais abundante. A pirita foi encontrada desde a cota 1500m, na parte superficial do depósito (amostra CM-49), até a cota 640m, na parte mais profunda do *Stock* de Marmato (amostra CM-24). Ela ocorre tanto como mineral principal em veios de pirita + quartzo (Figura 64) como disperso na matriz subvulcânica (Figura 65 e Figura 66). Inclusa nela ocorrem esfalerita, galena, pirrotita, ilmenita, rutilo, Au-Ag e xenotima. (Figura 60, Figura 61, Figura 67 e Figura 68). A amostra CM-49 apresenta cristais de pirita estão fragmentados, possivelmente indicando movimentação do

Sistema de Falhas Romeral posterior à cristalização da pirita (Figura 69). Em certas porções foi observado um processo de alteração posterior que transforma a pirita e a calcopirita em óxido de ferro (Figura 70).

7.2.3 Esfalerita

A esfalerita foi observada em seis amostras distintas, sempre como mineral acessório em relação à pirita. Ela ocorre desde a parte superficial do depósito (amostra CM-49), na cota 1500m, até uma região mais profunda (amostra CM-56), cota 1043m. Em Marmato a esfalerita é rica em Fe, como pode ser observado através da cor vermelho escuro de suas reflexões internas (Figura 71 e Figura 72) e da composição química obtida pelo MEV (Tabela 8) e ocorre associada à pirita.

Tabela 8. Composição química obtida em MEV para as esfaleritas encontradas em Marmato e a composição média da esfalerita. (¹extraído do site webmineral.com)

	Zn	S	Fe
Composição média da esfalerita ¹	64.06	33.06	2.88
CM-16	52.6	34.8	12.60
CM-22	54.2	33,8	12.00
CM-49	57.6	35.60	6.75
CM-49	55.7	36.2	8.07
CM-50	53.5	38.2	8.25
CM-56	53.5	34.5	11.90

7.2.4 Calcopirita

A calcopirita foi observada em sete amostras distintas ao longo de todo o perfil estudado. Ela ocorre tanto nas rochas superficiais do *Stock* de Marmato (amostra CM-49), na cota 1500m, como nas rochas mais profundas representadas pelos muscovita xistos do Complexo Arquia (amostra CM-28), na cota 196m. A calcopirita geralmente é observada como inclusões em outros sulfetos, principalmente a pirita, mas também se cristaliza nos veios. Assim como a pirita a calcopirita também é afetada por uma alteração posterior em que ela é transformada em óxido de ferro (Figura 62 e Figura 63).

7.2.5 Pirrotita

A pirrotita é o principal mineral de minério observado na amostra CM-28 referente ao Muscovita Xista do Complexo Arquia (Figura 73) e ocorre também na parte mais profunda do Distrito de Marmato, tendo sido observada nas cotas 1043m, 1017m, 640m e 196m.

7.2.6 Ilmenita, Galena e Bornita

A ilmenita ocorre como pequenas inclusões em outros sulfetos. Ela foi observada em quatro amostras, desde a cota 1160m até a cota 196m, sempre em quantidades traço. Ela ocorre em microporos e microfraturas em cristais de pirita (amostra CM-28).

A galena ocorre como pequenas inclusões em cristais de pirita. Ela foi observada em seis amostras estudadas e está presente entre a parte superior e intermediária do depósito de Marmato, desde a cota 1500m até a cota 1160m (Figura 67).

A bornita foi observada somente em uma amostra (CM-56), na cota 1043m, e ocorre associada com a calcopirita.

7.2.7 Outros

Além deste conjunto de minerais também foram observados minerais pouco usuais em quantidade traço.

A amostra CM-24 apresentou um sulfeto de bismuto (Bi) com contribuição de ferro (Fe) cuja composição foi estimada no microscópio eletrônico de varredura (MEV) em: 71.5% - 77.6 % em Bi, 20.0% - 18.8% em S e 8.5% - 3.6% em Fe. Este mineral ocorre associado com a pirrotita (Figura 74).

A amostra CM-28 apresentou teluretos (Te) de prata e de bismuto com contribuição de selênio (Se) e ferro cujas composições foram estimadas no microscópio eletrônico de varredura em: 41.5% de Te e 58.5% de Ag no caso do telureto de prata e entre 73.8% - 72.9% de Bi, 23.0% - 23.1% de Te, 3.02% - 2.66% de Se e 1.39% de Fe (só ocorre em um dos teluretos de bismuto com selênio). O telureto de bismuto ocorre associado com pirrotita e titanita e o telureto de prata ocorre como lamelas dentro do telurato de bismuto (Figura 75).

Com o auxílio do microscópio de varredura eletrônica foi possível identificar o mineral xenotima na amostra CM-51, que ocorre incluso em conjunto com rutilo em um cristal de pirita (Figura 76).

Com o auxílio do microscópio de varredura eletrônica foi possível identificar o mineral xenotima na amostra CM-51. Ela ocorre inclusa em conjunto com um rutilo em um cristal de pirita (Figura 76).

Foram observados na amostra CM- 56 minerais de composição rica em prata e selênio, com contribuições de enxofre e ferro (Figura 77) e um mineral, possivelmente um sulfeto, rico em bismuto e prata, com contribuições de enxofre, ferro e cobre (Figura 62). A composição destes minerais ricos em prata e selênio foi estimada com o auxílio do microscópio de varredura eletrônica em: 72.4% - 64.5% de Ag, 25.4% - 22.0% de Se, 6.23% - 2.07 de Fe, 6.45% - 1.62% de S e 1.85% de Cu (que só ocorre em um dos três minerais analisados); 49.3 % de Bi, 29.6% de Ag, 16.9% de S, 2.53% de Cu e 1.65% de Fe.

A amostra CM-57 apresenta dois minerais ricos em telúrio e bismuto, sendo que um deles ainda é rico em chumbo (Pb). A composição deles é: 65.6% de Bi, 34.3% de Te e 1.4% de Si no caso de um dos minerais e 47.5% de Pb, 28.0% de B, 19.0% de Te, 4.11% de S e 1.37 de Si no caso do outro mineral. Entre o quartzo e a pirita, nesta mesma amostra, são formados óxidos de Fe, Si e Al cuja composição variou entre 40.0% e 34.8% de O, 36.5% a 35.2% de Fe, 13.5 a 11.1% de Si e entre 10.1% e 7.93% de Al. Os dois minerais ricos em telúrio e bismuto ocorrem sempre associado a estes óxidos (Figura 63).

Figura 60. Inclusão de Au-Ag em pirita observada em microscópio de varredura eletrônica, amostra CM-42.

Figura 61. Inclusões de Au-Ag e galena em microfratura da pirita, amostra CM-50.

Figura 62. Au-Ag associado à calcopirita (que posteriormente interage com óxido de ferro e mineral rico em Bi e Ag incluído em calcopirita, amostra CM-56.

Figura 63. Au-Ag e telureto de bismuto, além de calcopirita, pirita, quartzo e óxido de Fe, Si e Al, amostra CM-57.

Figura 64. Amostra CM-49, composta por um veio de pirita e quartzo.

Figura 65. Pirita disseminada na matriz, amostra CM-51.

Figura 66. Cristais euhédricos de pirita, amostra CM-50.

Figura 67. Cristal de pirita com galena associada e quartzo, amostra CM-42.

Figura 68. Inclusões de esfalerita, galena e apatita em pirita, amostra CM-49.

Figura 69. Amostra CM-50, quartzo com pirita fragmentada. Possível reflexo de uma movimentação pós-cristalização do SFR.

Figura 70. Pirita sendo substituída por óxido de ferro. Amostra CM-56.

Figura 71. Associação de pirita e esfalerita presente na amostra CM-49.

Figura 72. Cristais de pirita e esfalerita da CM-49. Nesta foto é possível observar que as reflexões internas da esfalerita possuem coloração vermelha, o que indica alta concentração de ferro neste mineral.

Figura 73. Cristais de pirrotita e de quartzo pertencentes à amostra CM-28. A pirrotita é o principal sulfeto no muscovita xisto do Complexo Arquia.

Figura 74. Mineral de composição 77.6% Bi, 18.8% S e 3.6% Fe em pirrotita na amostra CM-24

Figura 75. Teluretos de bismuto e prata, pirrotita, titanita e albita da amostra CM-28.

Figura 76. Amostra CM-51 com xenotima e rutilo inclusos em pirita, apatita e monazita.

Figura 77. Amostra CM-56,, com presença de óxido de ferro, pirita, calcopirita, quartzo e um mineral rico em prata e selênio.

7.3 Dados isotópicos

Foram medidas as composições isotópicas de Pb de 27 amostras de concentrados de pirita, cujos dados analíticos constam na Tabela 11. Essas amostras estão distribuídas em distintas cotas topográficas, representativas das diversas profundidades da zona mineralizada, visando à caracterização da distribuição dos valores da composição isotópica no domínio epitermal e na sua zona de transição com o domínio pórfiro, para identificar as possíveis variações dos tipos dos fluidos mineralizantes envolvidos, tanto na zona epitermal, como na de transição e na zona mais profunda.

Dentre as amostras utilizadas neste trabalho oito são representativas da parte mais superficial do depósito de Marmato, com cotas variando entre 1510 e 1420m, outras cinco amostras representam um dos níveis intermediários, com cotas entre 1260 e 1160m. Mais abaixo, entre a cota de 1060 e 960m, cinco amostras foram utilizadas nas análises isotópicas para a caracterização deste nível. O nível mais profundo, com cotas variando entre 930 e 820m, foi representado por sete amostras.

Foi tentada também a obtenção da composição isotópica da parte mais inferior do depósito, entre as cotas 200 – 150m, onde o litotipo é um muscovita xisto do Complexo Arquia. Entretanto de quatro amostras (CM-28, CM-29, CM-30 e CM-31) que foram para a separação e concentração de sulfetos somente em uma (CM-30) foi possível se obter o concentrado de pirrotita necessário para se executar as análises isotópicas e com isso não foi possível se traçar campos de dispersão para este nível mais profundo.

Os dados isotópicos de Pb obtidos por Pinzón (2002) e posteriormente publicados em Tassinari *et al.* (2008) também foram utilizados neste trabalho. Apesar de que nestes trabalhos não ter sido especificado a cota das amostras, as mesmas foram separadas em três setores, Echandia, Cien Pesos e Marmato Bajo, cujas altitudes são conhecidas. Três análises foram executadas entre as cotas 1600-1450m; duas amostras foram analisadas entre as cotas 1450-1300m e cinco amostras entre as cotas 1260-1160m. Estes dados podem ser observados na Tabela 10 sendo que somente os dados referentes aos níveis 1600-1450m e 1260-1160m foram utilizados nesta dissertação. Os dados entre as cotas 1450-1300m não foram utilizados, pois com somente dois conjuntos de razões (duas amostras estudadas) não seria possível se traçar um campo representativo para este nível. A partir dos dados isotópicos obtidos neste trabalho e aqueles disponíveis na literatura foram estabelecidos quatro níveis topográficos distintos. São eles: Nível A, com cotas entre 1600 e 1420m; Nível B, com cotas entre 1260-1160m; Nível C, com cotas entre 1060 e 960m e por fim o Nível D com cotas entre 930 e 820m. Uma relação das amostras estudadas em cada nível pode ser observada apresentada a seguir:

Tabela 9. Relação entre os níveis estudados, suas cotas e amostras.

Nível	Cota (metros)	Amostras desta dissertação	Amostras de Pinzón (2002)
A	1600-1450	8	3
B	1260-1160	5	5
C	1060-960	5	0
D	930-820	7	0

Para representar a variação das razões isotópicas de Pb presentes em cada um dos níveis estudados o autor deste trabalho utilizou os diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde estão lançadas para referência as curvas de evolução isotópica de Pb estabelecidas pelo modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981). Além dos diagramas são também utilizadas as variações entre a maior e a menor razão isotópica de Pb para cada nível, representada pelo valor delta (Δ). Com isso buscou-se a obtenção de uma representação numérica da variação apresentada em cada nível estudado. Portanto temos que:

$$\Delta ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}_{\text{Nível A}} = N ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - M ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$$

Onde N é o maior valor de uma razão em determinado nível topográfico e M é o menor valor desta mesma razão no mesmo nível topográfico.

Nível A

As oito amostras referentes a este nível apresentaram valores máximos e mínimos das razões isotópicas de Pb foram de 19.100 - 18.984, 15.715 - 15.605 e 39.209 - 38.763 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente, o que representa um conjunto de dados heterogêneos, que quando lançados nos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, mostram grande dispersão. As razões isotópicas de Pb referentes à região mais próxima a superfície apresentaram uma grande variação de valores de deltas Pb com os maiores valores observados. O $\Delta ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ deste nível foi de 0.116, o $\Delta ^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foi 0,110 e o $\Delta ^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ foi de 0.446.

Nível B

O Nível B apresenta valores máximos e mínimos das razões isotópicas de Pb de 19.047 - 19.001, 15.683 - 15.619 e 39.041 - 38.798 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente. Esses dados quando plotados nos diagramas Pb-Pb mostraram uma dispersão, devido a heterogeneidade das composições isotópicas de Pb (Figura 78). O $\Delta \text{Pb}/\text{Pb}$ das amostras deste nível foi de 0.046, 0.064 e 0.243 para as razões de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente, menores do que aqueles obtidos para o nível A.

Nível C

Cinco amostras de concentrados de pirita coletadas no nível C apresentaram comportamento da composição isotópica de Pb mais homogêneo, apresentando valores máximos e mínimos das razões isotópicas de Pb de 19.014 – 18.975, 15.636 – 15.627, 38,789 – 38.751 para as $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente (Figura 79). Os valores de delta Pb para as amostras deste nível foram 0.039, 0.09 e 0.038.

Nível D

As composições isotópicas de Pb das amostras coletadas no nível D, que é o nível mais profundo estudado nesta dissertação, apresentaram valores mais homogêneos do que as amostras relativo as aos níveis superiores (Figura 79), tendo sido obtidos os valores máximos e mínimos das razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de 19.026 – 19.008, 15.637 – 15.626 e 38.793 – 38.774, com $\Delta \text{Pb}/\text{Pb}$ de 0.018, 0.011 e 0.019 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ respectivamente.

A variação do $\Delta \text{Pb}/\text{Pb}$ em cada um dos níveis estudados pode ser observada na Tabela 12 e é representada de maneira gráfica na Figura 80

Além dos dados apresentados referentes aos níveis A, B, C e D, este trabalho também obteve os valores 19.099, 15.647 e 38.890 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para o concentrado de pirrotita da amostra de muscovita xisto de cota 188m referente ao Complexo Arquia, amostra CM-30. Nesta dissertação também foram obtidas as razões de isótopos de Pb de um dacito porfirítico de cota 559m, amostra CM-27. Os valores obtidos foram 19.034, 15.034 e 38.881 para as razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Essas duas amostras individualmente apresentaram valores mais radiogênicos do que o campo definido para as amostras do nível D (Figura 81). Apesar de serem muito poucos estes dados, não permitindo a definição de um campo de variação, estes valores mais radiogênicos podem indicar, ainda preliminarmente, que os sulfetos analisados pertencem a um outro sistema de circulação hidrotermal diferente do sistema epi-mesothermal de Marmato estudado neste trabalho.

Tabela 10. Análises isotópicas de Pb executadas por Pinzón (2002).

Localização	Cota	Amostra	Mineral	206/204	Erro	207/204	Erro	208/204	Erro
Parte superficial	1600-1450	FHD-2	Pirita	19.058	0.101	15.706	0.125	39.209	0.141
Parte superficial	1600-1450	FHD-2	Esfarelita	19.1	0.076	15.715	0.071	39.17	0.083
Parte superficial	1600-1450	FHD-2	Galena	19.003	0.026	15.605	0.023	38.813	0.023
Parte Profunda Veio 1	1260-1160	FHD-21	Pirita	19.024	0.003	15.638	0.003	38.815	0.003
Parte Profunda Veio 1	1260-1160	FHD-25	Pirita	19.014	0.003	15.635	0.003	38.798	0.003
Parte Profunda Veio 2	1260-1160	FHD-19	Pirita	19.043	0.005	15.683	0.005	38.950	0.007
Parte Profunda Veio 2	1260-1160	FHD-19	Esfalerita	19.01	0.035	15.619	0.036	38.842	0.037
Parte Profunda Veio 2	1260-1160	FHD-23	Pirita	19.047	0.051	15.68	0.051	39.041	0.052

Tabela 11. Relação das amostras utilizadas neste trabalho, suas razões isotópicas de Pb e suas cotas.

Nível	Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 2 σ %	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 2 σ %	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 2 σ %	Cota (m)
A	CM-37	19.018	0.004	15.636	0.005	38.806	0.006	1510
A	CM-38	19.067	0.003	15.680	0.003	38.954	0.003	1510
A	CM-39	19.046	0.004	15.690	0.005	38.968	0.006	1510
A	CM-40	18.984	0.003	15.627	0.004	38.763	0.005	1510
A	CM-45	19.029	0.003	15.651	0.004	38.852	0.004	1500
A	CM-47	19.041	0.002	15.669	0.002	38.906	0.002	1500
A	CM-46	18.990	0.002	15.665	0.003	38.862	0.004	1490
A	CM-52	18.999	0.001	15.640	0.002	38.802	0.002	1424
B	CM-15	19.024	0.003	15.638	0.003	38.815	0.003	1160
B	CM-17	19.014	0.003	15.635	0.003	38.798	0.003	1160
B	CM-20	19.043	0.005	15.683	0.005	38.950	0.007	1160
B	CM-41	19.014	0.003	15.647	0.004	38.835	0.005	1260
B	CM-44	19.004	0.003	15.648	0.003	38.827	0.003	1260
C	CM-09	18.975	0.003	15.627	0.004	38.751	0.005	1058
C	CM-55	19.003	0.002	15.629	0.002	38.770	0.002	1048
C	CM-58	19.002	0.001	15.627	0.001	38.765	0.001	1007
C	CM-59	19.014	0.002	15.633	0.002	38.789	0.002	1006
C	CM-01	18.996	0.003	15.636	0.003	38.788	0.003	977
D	CM-03	19.008	0.003	15.637	0.003	38.793	0.003	894
D	CM-05	19.025	0.011	15.626	0.011	38.777	0.011	886
D	CM-06	19.012	0.003	15.627	0.003	38.774	0.003	830
D	CM-07	19.013	0.003	15.630	0.003	38.778	0.003	825
D	CM-08	19.014	0.003	15.631	0.003	38.785	0.003	821
D	CM-13	19.026	0.003	15.626	0.003	38.780	0.003	929
D	CM-14	19.023	0.004	15.628	0.004	38.786	0.004	905

Nível	Amostra	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 2σ %	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 2σ %	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro 2σ %	Cota (m)
-	CM-27	19.034	0.003	15.663	0.003	38.881	0.003	559
-	CM-30	19.099	0.007	15.647	0.007	38.890	0.007	188

Figura 78. Razões isotópicas de Pb obtidas nos níveis A e B de Marmato plotadas em diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde estão lançadas para referência as curvas de evolução isotópica de Pb estabelecidas pelo modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981). (Professor, é melhor esta imagem ou uma sem os dados de Pinzón (2002) e Tassinari et al. (2008)?

Figura 79. Razões isotópicas de Pb obtidas nos níveis C e D de Marmato plotadas em diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, onde estão lançadas para referência as curvas de evolução isotópica de Pb estabelecidas pelo modelo da Plumbotectônica de Zartman & Doe (1981).

Tabela 12. Δ Pb/Pb com os dados obtidos neste trabalho e em Pinzón (2002).

Nível	$\Delta^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\Delta^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\Delta^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
A	0.116	0.110	0.446
B	0.046	0.064	0.243
C	0.039	0.009	0.038
D	0.018	0.011	0.019

Figura 80. Representação da variação dos valores máximos e mínimos das razões isotópicas de Pb para cada nível estudado.

Figura 81. Razões isotópicas de Pb do nível D, da amostra CM-27, refere e da amostra CM-30.

Discussão dos Dados isotópicos

A composição isotópica de Pb das amostras de sulfetos (pirita principalmente) dos quatro níveis de profundidade estudados na zona mineralizada de Marmato, quando lançadas nos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Figura 82 e Figura 83 respectivamente, situam-se entre as curvas de evolução isotópica de Pb, estabelecidas pelo modelo da Plumtectônica de Zartman & Doe (1981), para a crosta superior e do ambiente orogênico, o que indica que as rochas fontes do Pb incorporado nos fluidos hidrotermais e consequentemente do Au, situavam-se predominantemente na crosta continental superior. Entretanto é possível notar neste diagrama que os campos de variação da composição isotópica de Pb dos níveis mais profundos (níveis C e D) são menores, com variação mais restrita em relação aos níveis mais superficiais (níveis A e B) onde as composições isotópicas de Pb são mais variáveis e mais dispersas. Além disto, as composições isotópicas de Pb das amostras dos níveis mais profundos tendem a ser menos radiogênicas do que aquelas obtidas em amostras dos níveis mais superficiais. Este comportamento diferencial das composições isotópicas de Pb sugere que os fluidos envolvidos na circulação hidrotermal que atuou

nos níveis mais profundos possuem uma fonte predominante mais homogênea com uma célula hidrotermal restrita, estando associada principalmente a águas magmáticas. Por outro lado os fluidos envolvidos nos processos hidrotermais mais superficiais tiveram interação com rochas mais heterogêneas, estando relacionados principalmente com águas meteóricas, como é normal em processos de natureza epitermal.

Figura 82. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de Orógeno e Crosta Continental Superior de Zartmann & Doe (1981) e os campos que representam a dispersão da composição isotópica de Pb.

Figura 83. Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ com as curvas de Orógeno e Crosta Continental Superior de Zartmann & Doe (1981) e os campos que representam a dispersão da composição isotópica de Pb.

8 Considerações finais

Este trabalho objetivou a complementação dos estudos de alteração hidrotermal e isotópicos da mineralização aurífera do distrito de Marmato, Colômbia, visando aumentar o conhecimento geológico disponível, caracterizando a mineralogia hidrotermal e a composição isotópica de Pb, relacionando-as com as profundidades das amostras coletadas, para o desenvolvimento de modelos preditivos para mineralizações de Cu-Au associadas aos sistemas pórfiros para programas de exploração mineral a partir de sistemas auríferos epitermais.

A documentação científica sobre a zona de transição no sistema pórfiro - epitermal é difícil porque a maioria dos distritos não têm exposições de rochas de modo contínuo da região mais profunda com as rochas plutônicas porfiríticas até o sistema epitermal mais superficial. Normalmente a caracterização da zona de transição epitermal-pórfiro é traçada pela superposição de halos de alteração hidrotermal, onde uma capa de rochas com forte alteração argílica recobre rochas esverdeadas com alterações hidrotermais propilíticas e sericíticas.

A partir das descrições e análises apresentadas nos capítulos anteriores a mineralização aurífera de Marmato foi caracterizada, sendo o principal mineral de minério a pirita e os filossilicatos (esmectita, sericita e clorita), os principais minerais de alteração hidrotermal. A caracterização isotópica e química dos minerais de alteração ou de minério é crucial para descobrir os principais fatores que controlam os complexos processos mineralizantes associados à hidrotermalismo.

É preciso ressaltar que embora existam modelos teóricos sobre as zonas de transição entre os sistemas pórfiros e epitermais e que isto esteja documentado em alguns trabalhos (Marcoux *et al.* 2002, Bouse *et al.* 1998, Wareham *et al.* 1998) o comportamento dos isótopos de Pb nestas zonas não foi ainda testado, sendo neste trabalho apresentada pela primeira vez a correlação da variação destes isótopos em sulfetos com a profundidade em um perfil de cerca de 800 metros. A partir destes resultados foi possível constatar que o uso de isótopos de Pb, quando associados ao estudo das alterações hidrotermais, constitui uma importante ferramenta para ser usada como critério para a exploração mineral ou como assinaturas isotópicas para caracterizar a zona de transição entre o domínio epitermal e o domínio pórfiro em ambientes geológicos favoráveis à mineralizações epitermais. Em Marmato ocorrem

três variedades de alterações hidrotermais principais, a alteração argílica, a alteração sericítica e a alteração propilítica. A alteração propilítica ocorre em porções distais em relação aos veios hidrotermais e não está associada à mineralização. Sua assembleia mineral é composta por epidoto, calcita e clorita, com sericita subordinada, sendo que o plagioclásio é parcialmente substituído e os minerais máficos hornblenda e biotita são completamente alterados. A alteração sericítica possui assembleia mineral composta basicamente por sericita e pirita, com esmectita e clorita subordinadas. Com exceção do quartzo e da apatita toda a paragênese magmática primária (plagioclásio, hornblenda e biotita) é alterada. A alteração argílica é observada predominantemente na porção superior do depósito de Marmato. A assembleia mineral dela é composta predominantemente por esmectita e pirita, com sericita e clorita subordinadas. Assim como a alteração sericítica ela altera toda a paragênese magmática primária (exceção ao quartzo e a apatita). As alterações sericítica e argílica são as alterações responsáveis pela mineralização do *Stock* de Marmato.

As composições isotópicas de Pb obtidas nos sulfetos mostram que a fonte dos fluidos geradores da mineralização nos diversos níveis de profundidade estudados esta relacionada a rochas da crosta continental superior. A dispersão dos valores das composições isotópicas de Pb no nível mais superficial é grande, enquanto que a variação destas mesmas razões para o nível mais profundo é menor. Marcoux *et al.* (2002) já haviam constatado esta diferença, mas neste trabalho é demonstrado que a variação da amplitude das composições isotópicas de Pb com a profundidade em um sistema pórfiro-epitermal, é gradual. A medida que a profundidade aumenta as composições isotópicas de Pb tornam-se cada vez mais homogêneas e apresentam também uma tendência de serem, dentro de um grupo de amostras, menos radiogênicas.

Estes dados caracterizam bem a transição do ambiente epitermal para o ambiente mesotermal, e tudo indica que a composição isotópica de Pb em sulfetos pode ser utilizada como diagnóstico da transição entre um ambiente hospedeiro de mineralizações do tipo epitermal e do ambiente mais profundo, hospedeiro de mineralizações do tipo pórfiro, permitindo, portanto, que durante os programas de sondagens a partir de um sistema epitermal, utilizando-se as composições isotópicas de Pb em sulfetos, se possa inferir se as perfurações estão ou não em uma zona de transição para mineralizações associadas a pórfiros, contribuindo para a tomada de decisão sobre a continuidade do programa de sondagens, decisão esta que poderá minimizar

significativamente os custos financeiros durante a exploração mineral. Um exemplo hipotético deste cenário utilizando os dados obtidos neste trabalho pode ser observado em Anexo V (Figura 84).

Com base nos estudos realizados nesta dissertação, integrados com trabalhos pré-existentes, consideramos que a mineralização aurífera do distrito de Marmato caracteriza um sistema epitermal *low sulfidation* de Au-Ag em sua parte mais superficial, onde os fluidos mineralizantes são constituídos predominantemente por águas meteóricas. Na parte mais profunda, caracterizada pela zona de transição epitermal-pórfito, os fluidos envolvem principalmente águas magmáticas. Tendo em vista que, de acordo com Pinzón (2002) o sistema mineralizante desenvolveu-se em um ambiente de margens convergentes de placas (Nazca-Sul Americana) com componente oblíquo causado pela colisão do arco Panamá-Choco com a porção NW da América do Sul, associado à reativação da zona de transcorrência Cauca-Romeral em 5,6 Ma, poderíamos também admitir, como uma interpretação alternativa, que esta mineralização poderia ser do tipo “orogênico” de Groves *et al.* (1998), o que o caracterizaria, portanto o depósito de ouro orogênico mais jovem do mundo. Porém diversas evidências geológicas descritas por Groves *et al.* (1998) para caracterizar um depósito orogênico não são observadas na localidade de Marmato. Para Groves *et al.* (1998) os depósitos orogênicos apresentam entre 5-15% de minerais carbonáticos nos veios, com fuchista, scheelita e turmalina como mineralogia de ganga, evidências estas não observadas em Marmato. Em depósitos orogênicos a relação Au:Ag observada é geralmente de 1:10, enquanto que em Marmato esta relação variou entre 1:1 e 3:1. O autor desta dissertação acredita que com base nestas evidências não é possível ainda classificar este tipo de depósito com segurança e neste caso consideramos, em um sentido mais amplo, o depósito em estudo como um sistema epitermal de *low sulfidation* associado à circulação de fluidos mais profundos em ambiente mesotermal.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

As referências bibliográficas do presente trabalho foram feitas com base nas normas utilizadas pela Revista Brasileira de Geociências, que podem ser consultadas em <http://www.ufrgs.br/sbm/regrasRBG.pdf> (acesso em 19/11/2013).

Aguja Bocanegra, M. A. 2013. Mineralizações epitermal *low sulfidation* e do tipo pórfiro superpostas associadas ao magmatismo félsico de 1,88 GA na parte norte da província mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 188p.

Aleman, A., Ramos, V., 2000. Northern Andes. In: Cordani *et al.* (eds.), *Tectonic Evolution of South America*, Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, p.:453-480.

Álvarez, J. A., 1987. Geología del Complejo Ofiolítico de Pacora y secuencias relacionadas de arco de islãs (Grupo Quebradagrande). Colombia. Medellín. Ingeominas, 81p.

André-Mayer, A.S., Leroy, J. L., Baily, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Llosa, F., Rosas, J. 2002. Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apachata low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru. *Mineralium Deposita* **37**:452-464.

Arribas Jr., A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In Thompson, J. F. H. (eds) *Magmas, Fluids and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course. Volume 23. p.:419-454.

Babinski, M., Van Schmus, W.R. Chemale, F., 1999. Pb–Pb dating and Pb isotope geochemistry of Neoproterozoic carbonate rocks from the São Francisco basin, Brazil: implications for the mobility of Pb isotopes during tectonism and metamorphism. *Chemical Geology*, **160**: 175–199.

Berger, B.R., Ayuso, R.A., Wynn, J.C., Seal, R.R., 2008, Preliminary model of porphyry copper deposits: U.S. Geological Survey Open-File Report 2008–1321, 55 p

Betsi, T. B., Lentz, D., Chiaradia, M., Kyser, K., Creaser, R. A. 2013. Genesis of the Au-Bi-Cu-As, Cu-Mo±W, and base-metal Au-Ag mineralization at the Mountain Freegold (Yukon, Canada): constraints from Ar-Ar and Re-Os geochronology and Pb and stable isotope compositions. *Mineralium Deposita* **48**: 991-1017.

Blandón, A., Gorin, G. 2013. Combining palynofacie and petrography in the study of sub-bituminous tropical coals: A case history from Lower Tertiary coals in Colombia. *International Journal of Coal Geology* **108**: 65-82.

Bohlje, J. K. 1982. Orogenic (metamorphic-hosted) gold-quartz veins, U.S.G.S Open File Report **795**: 70-76.

Botero, A., G. 1963. Contribución al conocimiento de la geología de la zona central de Antioquia. *Anales de la Facultad de Minas* **57**:3-101.

Bowman, J. R., Parry, W. T., Kropp, W. P., Kruer, S. A. 1987. Chemical and isotopic evolution of hydrothermal solutions at Bingham, Utah. *Economic Geology* **82**:395-428.

Bouse, R. M., Ruiz, J., Titley, S. R., Tosdal, R. M., Wooden, J. L. 1999. Lead isotope compositions of Late Cretaceous and Early Tertiary igneous rocks and sulfide minerals in Arizona: implications for the sources of plutons and metals in porphyry copper deposits. *Economic Geology* **94**:211-244.

Bustamante, A., Juliani, C., Hall, C. M., Essene, E. J. 2011. ^{40}Ar - ^{39}Ar ages from blueschists of the Jambalo region, Central Cordillera of Colombia: implication on the styles of accretion in the Northern Andes. *Geologica Acta* **9** (3-4): 351-362.

Calle, B., González, H. 1982. Geología y Geoquímica de la plancha 186 (Riosucio), Caldas. *Informe*, Ingeominas.

Cediel, F., Shaw, R. P., Cáceres, C., 2003. Tectonic assembly of the Northern Andean Block in C. Bartolini, R. T. Buffler, J. Blickwede, (eds.), *The Circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: Hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 79, p.: 815-848.

Chang, Z., Hedenquist, J. W., White, N. C., Cooke, D. R., Roach, M., Deyell, C. L., Garcia Jr. J., Gemmell, J. B., McKnight, S., Cuison, A. L. 2011. Exploration Tools for Linked Porphyry and Epithermal Deposits? Example from the Mankayan Intrusion- Centered Cu-Au District, Luzon, Philippines. *Economic Geology* **106**:1365-1398.

Chen, Y.J., Pirajno, F., Qi, J.P., 2008. The Shangong gold deposit, Eastern Qinling Orogen, China: isotope geochemistry and implications for ore genesis. *Journal of Asian Earth Sciences* **33**:252-266

Chicangana, G. 2005. The Romeral Fault System: a shear and deformed extinct subduction zone between oceanic and continental lithospheres in northwestern South America. *Earth Science Research Journal* **9**:51-66.

Cooke, D. R., Deyell, C. L., Waters, P. J., Gonzalez, R. I., Zaw, K. 2011. Evidence for Magmatic-Hydrothermal Fluids and Ore-Forming Process in Epithermal and Porphyry Deposits of the Baguio District, Philippines. *Economic Geology* **106**:1399-1424.

Cooke, D. 2014. New advances in detecting the distal geochemical footprints of porphyry systems – epidote mineral chemistry as a tool for vectoring and fertility assessments. Apresentação oral, SEG 2014, Keystone.

Corbett, G.J., Leach, T.M.. 1998. Southwest Pacific gold-copper systems: Structure, alteration and mineralization. Society of Economic Geologists, Special Publication **6**: 238

- Correa Silva, R. H. 2002. Caracterização de um Sistema epithermal *low sulfidation* (adularia-sericita) mineralizado em Au-Cu—Mo em vulcânicas paleoproterozóicas na Província Aurífera do Tapajós: implicações metalogenéticas e tectônicas. . Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 159p.
- Dickinson, W. R., Suczek, C., 1979. Plate tectonics and sandstone composition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **63**:2164-2182.
- Etayo-Serna, F., 1985. Documentación paleontological del infracretacico de San Felix y Valle Alto, Cordillera Central, *in* F. Etayo-Serna, F. Laverde (eds) *Proyecto Cretácico*, v 16. Bogotá, Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas pp XXV1 – XXV7.
- Faure, G., Mensing, T.M. 2004. *Isotopes: Principles and Applications*. Wiley, 3rd Edition. 897p.
- Faure, K., Matsuhisa, Y., Metsugi, H., Mizota, C., Hayashi, S. 2002. The Hishikari Au-Ag epithermal deposit, Japan: oxygen and hydrogen isotope evidence in determining the source of paleohydrothermal fluids. *Economic Geology* **97**: 481-498.
- Feininger, T., Barrero, D., Castro, N. 1972. Geología de Antioquia y Caldas – sub-zona II-B. *Boletín Geológico Ingeominas* **20**:173.
- Ferreira, P. V; Tassinari, C. C. G.; Sial, A. N; Bettencourt, J. S; Babinski, M. 2007. Geoquímica Isotópica e Apliações em Prospecção Geoquímica *in* O. A. B. Licht, C. S. B. de Mello, C. R. da Silva (Eds.) *Prospecção Geoquímica, depósitos minerais metálicos, não-metálicos, óleo e gás*. Sociedade Brasileira de Geoquímica. p.:778
- Gemmell, J.B., Sharpe, R., Jonasson, I.R., Herzig, P.M. 2004, Sulfur isotope evidence for magmatic contributions to submarine and subaerial gold mineralization: Conical seamount and the Ladolam golddeposit, Papua New Guinea. *Economic Geology* **99**: 1711-1725.
- Goldfarb, R. I., Groves, D. I., Gardoll, S. 2001. Orogenic gold and geological time: a global synthesis. *Ore Geology Reviews* **18**: 1-75.
- Gómez, J., Nivia, A., Montes, N.E., Jiménez, D.M., Tejada, M.L., Sepúlveda, J., Osorio, J. A., Gaona, T., Diederix, H., Uribe, H & Mora, M. compiladores. 2007. Mapa Geológico de Colombia. Escala 1:2'800.000. INGEOMINAS, 2edición. Bogotá.
- Gómez-Cruz, A. J., Moreno, M., Pardo, A. 1995. Edad y origen del complejo metasedimentario Aranzazu-Manizales em los alrededores de Manizales (departamento de Caldas, Colombia). *Geología Colombiana* **19**: 83-93.
- Gulson, B. L., 1986. *Lead Isotopes in Mineral Exploration*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam. 245p.

Gran Colombia Gold Corporate Presentation, March 2013.

Grosse, F., 1926. El Terceario Carbonífero de Antioquia. Dietrich Reimer, Berlin. 361pp.

Groves, D. I., Barley, M. E., Barnicoat, A. C., Cassidy, K. F., Fare, R. J., Hagemann, S. G., Ho, S. E., Hronsky, J. M. A., Mikucki, E. J., Mueller, A. G., McNaughton, N. J., Perring, C. S., Ridley, J. R., Vearncombe, J. R. 1992. Sub-greenschist to granulite-hosted Archaean lode-gold deposits of the Ylgarn Craton: A depositional continuum from deep sourced hydrothermal fluids in crustal-scale plumbing systems. University of Western Australia Publisher **22**:325-338.

Groves, D. I., Goldfarb, R. J., Gebre-Marian, M., Hagemann, S. G., Robert, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. Ore Geology Reviews **13**: 7 -27.

Holmes, A. 1946. An estimate of the age of the earth. Nature **157**: 680-684.

Hedenquist, J; W., Arribas Jr. A., Gonzalez-Urien, E. 2000. Exploration for Epithermal Gold Deposits. Society of Economic Geology Reviews **13**: 245-277.

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

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**: 864-889.

Henrichs, I. A. 2013. Caracterização e idade das intrusivas do sistema pórfiro Yarumalito, magmatismo Combia, Colombia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 68pp.

HIMAT, 1994. Sistema de información hidrometeorológica, Estaciones, San Felix, La Pintada, La María, informe técnico. SIH, Bogotá, 44pp.

Inverno, C. M. C. 2011. Comparação entre os jazigos de ouro do tipo orogénico (ou mesotermiais) e os jazigos de ouro associados a intrusão. Algumas extrapolações para Portugal. Cadernos Laboratório Xeolóxico de Laxe Coruña **36**: 99-156.

Juliani, C., Rye, R. O., Nunes, C. M. D., Snee, L. W., Corrêa Silva, R. F., Monteiro, L. V. S., Bettencourt, J. S., Neumann, R., Alcover Neto, A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. Chemical Geology 215: 95-125.

Juliana, C. 2002. Alteração hidrotermal e metalogênese em sistemas Vulcano-plutônicos paleoproterozóicos na Província Aurífera do Tapajós, cráton sul amazônico, Pará. Dissertação de Livre-docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 175p.

- Kerr, A. C., Marriner, G. F., Tarney, J., Nivia, A., Saunders, A. D., Thirlwall, M. F., Sinton, C. W. 1997. Cretaceous Basaltic Terranes in western Columbia: elemental, chronological and Sr–Nd isotopic constraints on petrogenesis. *Journal of Petrology* **38**(6), 677-702.
- Kennan, L.; Pindell, J. 2009. Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate. *In*: James, K., Lorente, M. A. & Pindell, J. (eds) *The geology and evolution of the region between North and South America*, Geological Society of London, Special Publication.
- Knox-Robinson, C. M., Wyborn, L. A. I. 1997. Towards a holistic exploration strategy: using Geographic Information Systems as a tool to enhance exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* **44**: 453-463.
- Lopez-Rendon, J. E. 1991. Geología, mineralogía y aspectos genéticos de la mina Echandia, Distrito Minero de Marmato, Departamento de Caldas, Colombia. II. Niveles La Maria y Aguaceral. *Revista Universidad EAFIT* **8**: 93-107.
- Mao, J., Zhang, J., Pirajno, F., Ishiyama, D., Su., Huimin. 2011. Porphyry Cu-Au-Mo-epithermal Ag-Pb-Zn-distal hydrothermal Au deposits in the Dexing área, Jiangxi province, East China – A linked ore system. *Ore Geology Reviews* **43**:203-216.
- Marcoux, E., Grancea, L., Lupulescu, M., Milési, J. P. 2002. Lead isotope signatures of epithermal and porphyry-type ore deposits from the Romanian Carpathian Mountains. *Mineralium Deposita* **37**: 173-184.
- Maya, M., Gónzales, H., 1995. Unidades litodémicas em la Cordillera Central de Colombia. *Boletín Geológico. Ingeominas* **35**: 43-57.
- McCuaig, T. C., Kerrich, R., Groves, D. I., Archer, N. 1993. The nature and dimensions of regional and local gold-related hydrothermal alteration in tholeiitic metabasalts in the Noeseman goldfields: The missing link in a crustal continuum of gold deposits? *Mineralium Deposita* **28**:420-435.
- Moreno-Sánchez, M., Gómez-Cruz, A. J., Toro, L. M. 2008. Proveniencia del material clástico del Complejo Quebradagrande y su relación com los complejos estructurales adyacentes. *Boletín de Ciencias de la Tierra* **22**: 27-38.
- Nivia, A., Marriner, G. F., Kerr, A. C., Tarney, J. 2006. The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **21**: 423-436
- Ordóñez-Carmona, O., Álvarez, J. J. R., and Pimentel, M. M., 2006 Geochronological and isotopical review of pre-Devonian crustal basement of the Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **21**: 372–382.
- Ordóñez-Carmona, O., Pimentel, M. M. 2002. Rb-Sr and Sm-Nd isotopic study of the Puquí complex, Colombian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* **15** (2): 173-182.

- Parrish, R. R., Noble, S. R. 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. **53**:183-213.
- Patterson, C.C. (1956) Age of meteorites and the earth. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **10**: 230-237
- Petrotech Engineering Ltd. 2012. Evaluation on the interests of Heavy Earth Resources, Inc.'s 2012 year-end reserve evaluation in the Morichito Block in the eastern Llanos Basin, Colombia.
- Pindell, J., Kennan, L., 2009. Tectonic evolution of the Gulf of Mexico, Caribbean and northern South America in the mantle reference frame: an update. In James. K., Lorente, M. A., Pindell, J. (Eds) *The geology and evolution of the region between North and South America* Geological Society of London Special Publication.
- Pinzón, F. D. 2002. Composição Isotópica e idade das mineralizações de Au epitermal do distrito mineiro de Marmato, noroeste da Colômbia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 144p.
- Priem, H. N. A., Andriessen, P., Boelrijk, N. A. I. M., De Boorder, H., Hebeda, E. H., Huguett, A., Verdurmen, E., Verschure, R., 1982. Geochronology of the Precambrian in the Amazonas region of southeastern Colombia (Western Guiana Shield). *Geologie en Mijnbouw* **61**:229-242.
- Prieto, G. 1998. Geochemistry of heavy metals derived from gold-bearing sulphide minerals in the Marmato District (Colombia). *Journal of Geochemical Exploration* **64**:215-222.
- Ramos, V., Aleman, A., 2000. Tectonic Evolution of the Andes. In: Cordani *et al.* (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress p.:635-685.
- Restrepo, J. J., Ordóñez-Carmona, O., Moreno-Sánchez, M. 2009 A COMMENT ON “The Quebradagrande Complex: A Lower Cretaceous ensialic marginal basin in the Central Cordillera of the Colombian Andes” by Nivia et al. *Journal of South American Earth Sciences* **28** :204-205.
- Restrepo, J. J., Toussaint, J. F. (1988). Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes* **11**(3): 189-193.
- Restrepo, J. J., Toussaint, J. F., González, H. 1981. Edades Mio-Pliocenas del magmatismo asociado a la Formación Combia. Departamentos de Antioquia y Caldas, Colombia: *Geología Norandina* **3**:21.
- Rodriguez, C. & Warden, A. J., 1993. Overview of some Colombian gold deposits and their development potential. *Mineralium Deposita* **28**:47-57.
- Rossetti, P. & Colombo, F. 1999. Adularia-sericite gold deposits of Marmato (Caldas, Colombia): field and petrographical data. *Geological Society , London, Special Publications* **155**:167-182.
- Schoode, R. C. 2014. The Global Shift to Undercover Exploration – How fast? How effective? Society of Economic Geologists Annual Conference, Keystone.

Schuler, M., Doubinger, J., 1970. Observations palynologiques dans le Bassin D'Amagá. (Colombie). Pollen et Spores **12**:429-450.

Sillitoe, R. H. 2008. Major Gold Deposits and Belts of the North and South American Cordillera: Distribution, Tectonomagmatic Settings, and Metallogenic Considerations. Economic Geology **103**: 663-687.

Sillitoe, R. H., Hannington, M. D., Thompson, J. F; H., 1996. High sulfidation deposits in the volcanogenic massive sulfide environment. Economic Geology **91**: 204- 212.

Sillitoe, R. H., Hedenquist, J. W. 2003. Linkages between Volcanotectonic Settings, Ore-Fluid Compositions, and Epithermal Precious Metal Deposits. Society of Economic Geologist Special Publication **10**: 1-29.

Sillitoe, R. H., Jaramillo, L., Shafiqullah, P. E. D M., Escovar, R. 1982. Setting, Characteristics, and Age of Andean Porphyry Copper Belt in Colombia. Economic Geology **77**:1837-1850.

Simpson, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. Journal of Structural Geology **7** (5): 503-511.

Sinclair, W.D., 2007, Porphyry deposits, *in* Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, p. 223-243

Spikings, R. A., Winkler, W., Seward, D., Hadler, R., 2001; Along – strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters **186**:57-73.

Spikings, R. A Crowhurst, P. V., Winkler, W., Villagómez, D. 2010. Syn- and post accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. Journal of South American Earth Science Letters **36**: 121-133.

SRK Consulting 2012. A NI43-101 Mineral Resource Estimate on the Marmato Proyecto, Colombia, 21 june 2012.

Stacey, J. S., Kramers, D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stages model. Earth and Planet Science Letters **26**:207-221.

Steiger, R.H., Jager, E. 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. Earth and Planetary Science Letters **36**(3): 359-362.

Stern, C. R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile **31**: 161-206.

- Taboada, A., Rivero, L., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, O. J., Rivera, C. 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subduction and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* **19**: 787-813.
- Tassinari, C. C., Macambira, M. J. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**(3), 174-182.
- Tassinari, C. C., Munhá, J. M., Teixeira, W., Palácios, T., Nutman, A. P., Sosa, C., Calado, B. O. 2004. The Imataca Complex, NW Amazonian Craton, Venezuela: crustal evolution and integration of geochronological and petrological cooling histories. *Episodes* **27**(1), 3-12.
- Tassinari, C. C. G., Pinzón, F. D., Ventura, J. B. 2008. Age and sources of gold mineralization in the Marmato mining district, NW Colombia: A Miocene-Pliocene epizonal gold deposit. *Ore Geology Reviews* **33**: 505-518.
- Taylor, B.E. 2007. Epithermal gold deposits in Goodfellow, W.D., (eds) *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District. Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special. Publication No. 5, pp. 113-139.
- Toulkeridis, T., Peucker-Ehrenbrink, B., Clauer, N., Kröner, A., Schidlowski, M., Todt, W. 2010. Pb-Pb age, stable isotope and chemical composition of Archaean magnesite, Barberton Greenstone Belt, South Africa. *Journal of the Geological Society* **167**: 943-952.
- Turner, W.A., Richards, J.P., Nesbitt, B.E., Muehlenbachs, K., Biczok, J.L., 2001, Proterozoic low-sulfidation epithermal Au-Ag mineralization in the Mallery Lake area, Nunavut, Canada: *Mineralium Deposita* **36**: 442-457.
- Villagómez, D., Spikings, R., 2013. Thermochronology and tectonics of the Central and Western Cordilleras of Colombia: Early Cretaceous – Tertiary evolution of the Northern Andes. *Lithos* **160-161**: 228-249.
- Villagómez, D., Spikings, R., Magna, T., Kammer, A., Winkler, W., Beltrán, A., 2011. Geochronology, geochemistry and tectonic evolution of the Western and Central cordilleras of Colombia. *Lithos* **125**: 875-896.
- Vinasco, C. J., 2001. A utilização da metodologia ^{40}Ar - ^{39}Ar para o estudo de reativações tectônicas em zonas de cisalhamento. Paradigma: O Falhamento de Romeral nos Andes Centrais da Colômbia. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 85p.
- Vinasco, C. J., Cordani, U., 2012. Reactivation episodes of the Romeral Fault System in the northwestern part of Central Andes, Colombia, through ^{39}Ar - ^{40}Ar and K-Ar results. *Boletín Ciencias de la Tierra* **32**: 111-124.
- Vlach, S. R. F. 2002. Geologia USP. Série didática. Volume 1.

Wareham, C. D., Rice, C. M., Boyce, A. J., Rogers, G. 1998. S, C, Sr, and Pb sources in the Pliocene Silver Creek porphyry Mo system, Rico, Colorado. *Economic Geology* **93**: 32-46.

White, N. C., Hedenquist, J. W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *Society of Economic Geologist Newsletter* **23**: 9-13.

White, N.C., Poizat, V., 1995. Epithermal deposits: Diverse styles, diverse origins?, *in* Mauk, J.L., and St George, J.D., (eds.), *Pacrim Congress 1995, Auckland, Proceedings: Parkville, Australasian Institute of Mining and Metallurgy* p.:623–628.

Wilkinson, J. J. 2001. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos* **55**:229-272.

Wilkinson, J. 2014. Chlorite chemistry as an exploration tool in the propylitic halo of porphyry-epithermal systems: A case study of the Bto Hijau porphyry Cu-Au system, Indonesia. Apresentação oral, SEG2014, Keystone.

Zartman, R. E., Doe, B. R. 1981. Plumbotectonics – The Model. *Tectonophysics* **75**:135-162.

Material consultado na Internet:

<http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu/hbase/nuclear/imgnuc/hhg.gif> (Acessado em 27/10/2013)

http://eps.mq.edu.au/USRG/bilder/decay_chains.gif (Acessado em 20/07/ 2013)

<http://webmineral.com/data/Sphalerite.shtml#.VMtxOmjF9tw> (Acessado em 30/01/2015)

<http://www.corbettgeology.com/phvstemp.htm>

<http://www.kermode.com/s/qwikreport.asp?IsPopup=Y&printVersion=now&X8WZ=538765,523645,523710> (20/11/2014)

<http://www.sbr-ltd.com/s/Photos.asp?ReportID=435314> (Acessado em 22/11/2013)

http://www.upme.gov.co/GeneradorConsultas/Consulta_Series.aspx?idmodulo=4&tiposerie=117&grupo=502&Fechainicial=31/12/2004&Fechafinal=30/09/2011 (Acessado em 07/03/2014)

http://www.upme.gov.co/generadorconsultas/Consulta_Series.aspx?idModulo=4&tipoSerie=116&grupo=496&Fechainicial=01/01/2004&Fechafinal=30/09/2011 (Acessado em 07/03/2014)

¹⁰ **Anexo I**

ID POZO	From	To	Au final	Ag final	AMOSTRA	Profundidade (m)	Cota (m)
MT1386	228.97	230	7.44	13.1	CM-01	93	977
MT1386	255.14	256.4	2.168	7.9	CM-02	234	957
MT1386	325.6	325.68			CM-03	297	894
MT1386	333.27	333.4			CM-04	304	887
MT1386	334.66	334.74			CM-05	305	886
MT1386	394.25	395.25	0.384	1.2	CM-06	361	830
MT1386	400.35	401.9	0.851	2.4	CM-07	366	825
MT1386	404.85	406.4	0.679	2.5	CM-08	370	821
MT1372	191.4	191.6			CM-09	133	1058
MT1372	202.4	202.6			CM-10	143	1048
MT1372	217.3	217.65			CM-11	154	1037
MT1372	239.47	239.7			CM-12	169	1022
MT1372	370.8	371.25			CM-13	262	929
MT1372	405.15	405.42			CM-14	286	905
Nivel 18					CM-15		1160
Nivel 18					CM-16		1160
Nivel 18					CM-17		1160
Nivel 18					CM-18		1160
Nivel 18					CM-19		1160
Nivel 18					CM-20		1160
Nivel 18					CM-21		1160
Nivel 18					CM-22		1160

ID POZO	From	To	Au final	Ag final	AMOSTRA	Profundidade (m)	Cota (m)
MT1500	484	484.97			CM-23	482	707
MT1500	550	551			CM-24	549	640
MT1500	556	556.28			CM-25	554	635
MT1500	631.2	632			CM-26	630	559
MT1500	632	632.49			CM-27	630	559
MT1500	997.2	998			CM-28	993	196
MT1500	998.65	999			CM-29	995	194
MT1500	1005	1006			CM-30	1001	188
MT1500	1008	1008.74			CM-31	1004	185
					CM-32		
					CM-33		
					CM-34		
					CM-35		
					CM-36		1510
					CM-37		1510
					CM-38		1510
					CM-39		1510
					CM-40		1510
Nível 16					CM-41		1260
Nível 16					CM-42		1260
Nível 16					CM-43		1260
Nível 16					CM-44		1260
La Palma					CM-45		1500

ID POZO	From	To	Au final	Ag final	AMOSTRA	Profundidade (m)	Cota (m)
La Palma					CM-46		1490
La Palma					CM-47		1500
La Palma					CM-48		1500
La Palma					CM-49		1500
ECH06	15.53	16.7			CM-50	15	1454
ECH04	205.18	205.66			CM-51	184	1373
ECH02	147.87	148.13			CM-52	138	1424
MT1390	128.7	128.8			CM-53	120	1072
MT1390	144.2	144.34			CM-54	135	1057
MT1390	154.24	154.38			CM-55	144	1048
MT1390	159.16	159.38			CM-56	149	1043
MT1390	187.2	187.4			CM-57	175	1017
MT1390	197	197.17			CM-58	185	1007
MT1390	198.25	198.45			CM-59	186	1006
MT1205	208.7	208.89			CM-60	195	995

¹¹ **Anexo II**

12 Anexo III

13 Anexo IV

13.1 CM-06

Esta lamina é composta por uma matriz muito fina, composta predominantemente por quartzo e filossilicatos, que corresponde a cerca de 50% da lâmina, megacristais de quartzo e pseudomorfos de plagioclásio que correspondem a cerca de 40% da lâmina, sendo que o plagioclásio é transformado em sericita, e dois veios de quartzo. Os porfiroclastos de quartzo são euhédricos a subeuhédricos e atingem até 0,5cm, eles são magmáticos e não foram afetados pelo processo de alteração hidrotermal que afetou o resto dos minerais desta lâmina. Já o SiO_2 presente na matriz é resultado/resíduo da alteração hidrotermal e se apresenta anedral. Os porfiroclastos de plagioclásio sofrem um extensivo processo de alteração e são alterados para sericita. Estes porfiroclastos também eram euhédricos a subeuhédricos e também possuem até 0,5cm. Eles apresentam um aspecto alaranjado e em alguns poucos cristais é possível ver núcleos de plagioclásio ainda não alterados. É possível observar também cristais de clorita subeuhedral, possivelmente fruto da alteração da biotita ou hornblenda, associados a minerais opacos, sericita e aparentemente óxido de ferro. Nesta lâmina também ocorre óxido de ferro amorfo, possivelmente um resíduo da alteração hidrotermal, disperso pela matriz e mais marcadamente nas cercanias de veios hidrotermais.

A lâmina é cortada por dois veios de quartzo. O veio I apresentam cristais de quartzo subeuhédricos e de granulação grossa. Já o veio II apresenta cristais de quartzo subeuhédricos a anedrais de granulação fina. Neste veio II também existem cristais de adularia e de um mineral opaco. Pelas relações de contato visíveis nesta lâmina existem no mínimo duas gerações distintas de veios de quartzo, sendo que o veio I é anterior e não está relacionado com o processo de alteração e o veio II é posterior e está relacionado ao processo de alteração. Por vezes é possível observar carbonato sendo precipitado nestes veios também

Nesta amostra foram observadas as seguintes reações:

plagioclásio $\rightarrow$ sericita + esmectica

máfico $\rightarrow$ sericita + esmectita

máfico $\rightarrow$ opacos + filossilicato

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	55	X	X
Plagioclásio	1	X	
Sericita	36		X
Carbonato	1		X
Clorita	2		X
Óxido de Ferro	3		X
Opacos	3		X

13.2 CM-11

Rocha maciça, de textura inequegranular porfirítica e um veio de quartzo cortando o litotipo principal da lâmina. Os megacristais que ocorrem nesta rocha são quartzo, pseudomorfos de plagioclásio e clorita e compõem cerca de 30% da rocha e chegam até os 0.6cm. O quartzo é ígneo e está bem preservado, tendo sido poupado pelo extensivo processo de alteração hidrotermal observado em toda a lâmina. Ele é subeuhédrico a euhédrico e compõe cerca de 8% da rocha. Os pseudomorfos de plagioclásios estão totalmente alterados para esmectita e quartzo residual, sendo que em alguns poucos ainda é possível observar as geminações. Eles originalmente eram subeuhédricos e representavam 15% da amostra. Na lamina existem dois tipos de clorita, o 1ª é subeuhédrico. Pelo seu hábito ela aparenta estar substituindo a hornblenda e/ou a biotita e ocorre associada a minerais opacos e titanita. Subordinadamente ocorre uma clorita amorfa que também está associada a um mineral opaco e a titanita também amorfa. A matriz é composta por quartzo e esmectita gerados no processo de alteração hidrotermal.

O veio que corta a lâmina é composto por quartzo anedral e possivelmente é o responsável pelos fluidos hidrotermais uma vez que em suas proximidades a presença de esmectita é marcadamente maior. Dispersos por toda a lâmina ainda ocorrem minerais opacos sem hábitos definidos/amorfos.

Nesta amostra ocorrem as reações:

plagioclásio → esmectita

máfico → clorita + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	55%	X	X
Esmectita	35%		X
Clorita	5%		X
Titanita	TR		X
Opacos	5%		X

13.3 CM-14

Rocha maciça, inequegranular porfirítica cortada por um veio de opacos, quartzo e carbonato. Os megacristais compõem 35% da lâmina, o veio 15% e a matriz os 50% restantes. Ocorrem megacristais de quartzo, plagioclásio parcialmente a totalmente alterados e de clorita. O quartzo (10%) é subehédrico a euhédrico, varia de tamanho entre 2 mm e 7 mm e não é afetado pelo processo hidrotermal que afeta o restante dos minerais da rocha. O plagioclásio é subehédrico a euhédrico, varia de tamanho entre 3 mm e 5 mm e a maioria dos cristais está totalmente alterada para sericita enquanto que uma pequena parcela ainda tem os núcleos parcialmente preservados. A clorita é idiomórfica, possui dimensões entre 3 mm e 5 mm e ocorre associada a titanita anedral e a minerais opacos anedrais.

A matriz é composta por quartzo e sericita provenientes da alteração hidrotermal.

O veio que corta a lamina é composto por uma massa de minerais opacos indiferenciáveis, cristais bem formados de quartzo subeuhédricos, quartzo fino e carbonato fino, além de óxido de ferro e clorita.

Nesta lâmina foram observadas as seguintes reações hidrotermais:

plagioclásio → sericita

plagioclásio → sericita + clorita

máfico → clorita + sericita

máfico → clorita + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	50%	X	X
Sericita	35%		X

Clorita	7%		X
Titanita	TR		X
Opacos	8%		X

13.4 CM-16

Rocha maciça, inequegranular porfirítica com megacristais de até 3mm e veio de opacos. A matriz desta rocha é composta por quartzo e esmectita provenientes da alteração hidrotermal. Ocorrem megacristais de quartzo (5%) e clorita (10%), além de pseudomorfos de plagioclásio. O quartzo é subeuhédrico e varia entre 1 mm e 3 mm. Existem pseudomorfos de plagioclásio (15%) nesta lamina, porém estes estão totalmente alterados a tal ponto que é difícil distinguir eles da matriz, mas aparentemente eles eram subeuhédricos. Existem dois tipos de clorita nesta lâmina. Uma é euhédrica, variando de tamanho entre 1 mm e 3 mm; a outra é anhédrica e de menor dimensão. A clorita euhédrica ocorre associada a minerais opacos enquanto que a clorita anhédrica está geralmente associada à sericita, possivelmente indicando que a primeira substituiu a hornblenda e a segunda a biotita. Na lâmina ainda ocorrem dois veios de minerais opacos subeuhédricos a euhédricos que variam entre 1 mm e 4 mm. Associado a estes veios ocorre um pouco de quartzo de cerca de 1 mm subidiomórfico.

Nesta lâmina foram observados cristais de quartzo escalonados, o que pode indicar movimentação durante a atividade hidrotermal, o que é coerente com a bibliografia consultada.

Os sulfetos presentes nesta amostra foram descritos tanto em seção polida quanto em MEV e são compostos predominantemente por pirita, com presença traço de esfalerita.

Nessa amostra as reações observadas são:

plagioclásio → esmectita

máfico → clorita + sericita

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	47%	X	X
Esmectita	35%		X
Clorita	10%		X

Pirita	8%		X
Apatita	TR	X	
Titanita	TR		X
Esfalerita	TR		X

13.5 CM-22

A matriz é composta por quartzo, esmectita e apatita e representa cerca de 70% desta seção delgada. Destes minerais o quartzo e a esmectita representam quase a totalidade da matriz e a apatita é um mineral acessório. O quartzo da matriz é produto do processo de alteração hidrotermal. A esmectita substitui o plagioclásio, preservando sua textura euhédria a subeuhédrica. A apatita é equigranular e idiomórfica e tem origem magmática.

Nesta seção delgada ocorrem microveios de quartzo e minerais opacos posteriores a formação do litotipo. Estes veios possuem pequena largura e por vezes rompem os megacristais da rocha.

Dispersos na matriz ocorrem megacristais de até 0,5cm de quartzo, esmectitas que substituem o plagioclásio e muscovita. O quartzo é equigranular, euhédrico a subeuhédrico, com contatos bem definidos e não apresenta nenhum indicio de alterações posteriores. Este quartzo é magmático e não foi afetado pelo processo de alteração hidrotermal que afetou os outros minerais da rocha. O plagioclásio sofre um extensivo processo de alteração sendo transformado esmectita. A esmectita ocorre tanto na matriz como substituindo megacristais de plagioclásio e biotita magmáticos, por vezes apresentando textura radial, e está relacionada ao processo de alteração hidrotermal.

Ocorrem megacristais euhédricos de muscovita de até 0.4mm. Eles aparentam ser posteriores ao processo de alteração pois não são afetados por ela (ou foram gerados pela mesma?). Na seção delgada ocorrem cristais de um mineral opaco de hábito cúbico, idiomórfico a subidiomórfico, podendo estar associado ao quartzo ou ocorrer esparsamente na matriz. Este mineral opaco forma cristais de pequeno porte até megacristais de 0,3cm. Seu hábito cúbico indica que este mineral opaco é ou uma pirita ou uma magnetita.

Esta amostra também foi descrita com luz refletida e no MEV e com isso foi possível caracterizar os minerais opacos presentes. O principal mineral opaco é a pirita,

presença predominante entre os minerais opacos. Também foram observadas calcopirita e esfalerita em quantidades menores.

plagioclásio → esmectita

máfico → Ms + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal o
Quartzo	45	X	X
Plagioclásio		X	
Esmectita	40		X
Muscovita	5		X?
Sericita	5		
Carbonato	TR		X
Apatita	TR	X	
Zircão	TR	X	
Pirita	5		X
Calcopirita	TR		X
Esfalerita	TR		X

13.6 CM-23

Rocha maciça, inequegranular porfirítica com matriz muito fina (60%) e megacristais (40%) de quartzo, plagioclásio e pseudomorfos de biotita transformados em sericita + clorita. A matriz é composta por quartzo e por esmectita, ambos resultantes do processo de alteração hidrotermal que afeta os litotipos desta localidade. Os megacristais variam entre 0,1 e 0,6cm e são compostos por quartzo, plagioclásio, epidoto e apatita. O quartzo é subeuhédrico, magmático e não interage com o restante dos minerais da lâmina. A apatita é um mineral acessório, ela é idiomórfica, com cristais aciculares de até 0,1cm. O plagioclásio é zonado, euhédrico a subeuhédrico, sendo que diversos cristais de plagioclásio estão preservados e alguns poucos estão alterados, formando epidoto, sericita, carbonato e um mineral opaco anhédrico. Alguns desses plagioclásios estão começando a sofrer alteração a partir de microfraturas. Nestes plagioclásios foi possível determinar o teor de An através da medida do ângulo de extinção nas geminações e com isso determinou-se que

composicionalmente este plagioclásio corresponde a um oligoclásio (14°). A biotita está completamente alterada para clorita e sericita.

plagioclásio → epidoto + sericita

plagioclásio → epidoto + sericita + calcita

máfico → sericita + opacos

máfico → clorita + sericita + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	42	X	X
Plagioclásio	45	X	
Epidoto	5		X
Sericita	5		X
Clorita	3		X
Apatita	TR	X	

13.7 CM-24

A rocha é composta por uma matriz muito fina, que corresponde a 70% da lâmina, composta por quartzo, esmectita e apatita e megacristais, que correspondem a 30% da lâmina, de quartzo e pseudomorfos de plagioclásio e biotita transformados em esmectita.

Os megacristais de quartzo estão bem preservados e são euhedrais a subeuhedrais, de até 0,5cm. O plagioclásio foi totalmente substituído por esmectita, formando pseudomorfos subeuhédrais. Ocorre sericita substituindo a biotita como pseudomorfos subeuhédrias. A apatita ocorre como traço, é euhedral, fina a muito fina, acicular, e, assim como os cristais de quartzo, não é afetada pela alteração.

A pirita é o mineral opaco mais abundante nesta amostra, mas também foram observadas calcopirita e pirrotita. Os cristais de pirita são mais bem desenvolvido e de maiores dimensões que os de pirrotita e de calcopirita, que em geral ocorrem inclusos na pirita ou como cristais de granulação fina/muito fina.

plagioclásio → esmectita + sericita + opacos

máfico → sericita (Ms?) + clorita + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	40	X	X
Plagioclásio	0	X	
Esmectita	58		X
Sericita	2		X
Apatita	TR	X	
Opacos	5		X

13.8 CM-25

Rocha maciça, inequegranular porfirítica com megacristais (40% da amostra) variando entre 0.1 e 0.5mm. A matriz é composta por quartzo, plagioclásio e apatita. O quartzo e o plagioclásio representam quase a totalidade da matriz e a apatita é um mineral acessório (TR). O quartzo da matriz é equigranular subeuhédrico e inalterado, enquanto o plagioclásio é alterado para sericita, epidoto e carbonato e a apatita é equigranular e idiomórfica.

O quartzo é equigranular, subeuhédrico, e não apresenta nenhum indicio de alterações posteriores. O plagioclásio é subeuhédrico a euhédrico e está sendo alterado para epidoto, sericita e carbonato, sendo que estes megacristais alterados são subeuhédricos a euhédricos. Na seção delgada também ocorrem cristais de um mineral opaco, ele se apresenta subeuhédrico a euhédrico, podendo estar associado ao quartzo ou ocorrer esparsamente na matriz.

plagioclásio → calcita + epidoto

plagioclásio → epidoto + opacos

biotita → sericita + clorita + opacos

hornblenda → calcita + clorita

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	40	X	X
Plagioclásio	15	X	

Sericita	22		X
Carbonato	11		X
Clorita	3		X
Epidoto	7		X
Apatita	TR	X	
Opacos	2		X

13.9 CM-26

Rocha maciça, inequigular porfirítica com megacristas (40%) de quartzo, plagioclásio parcial a totalmente alterado, clorita + epidoto. A matriz (55%) é composta por quartzo e filossilicatos (sericita ou argilominerais).

Os megacristais de quartzo são subidiomórfico/arredondados, possivelmente devido a um processo de desgaste durante o transporte/ascensão do magma até a subsuperfície. Estes megacristais variam entre 1 mm e 3 mm. Os megacristais de plagioclásio estão parcialmente (5%) a totalmente alterados (20%), variam entre 2 mm e 5 mm e são idiomórficos. Ocorrem cristais de clorita associados a minerais opacos e epidoto. Eles são fruto da alteração hidrotermal e possivelmente substituem cristais de biotita e hornblenda.

As alterações observadas nesta amostra foram:

plagioclásio → esmectita

biotita → clorita + epidoto + opacos

hornblenda → clorita + epidoto + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	40	X	X
Plagioclásio	25	X	
Esmectita	15		X
Epidoto	10		X
Clorita	5		X
Apatita	TR	X	
Zircão	TR	X	

Opacos	5		X
--------	---	--	---

13.10 CM-28

A rocha é foliada, inequegranular e granolepidoblástica. Ela é composta por muscovita (65%), quartzo (33%) e minerais opacos (2%). A muscovita marca a foliação (expandir). O quartzo é subidiomórfico a xenomórfico e possui granulação predominantemente fina. Um dos cristais opacos apresenta um forte brechamento, concordante com o sentido da foliação. Outro dos cristais opacos está sendo “corroído” pela foliação. Ocorrem apatita e titanita em quantidades traço.

A pirrotita é o sulfeto predominante nesta seção, subordinadamente também ocorre calcopirita e ilmenita.

Mineral	Quantidade (%)
Muscovita	65
Quartzo	33
Opacos	2
Titanita	TR
Apatita	TR

13.11 CM-30

A rocha é foliada, inequegranular e possui textura granolepidoblástica. Sua granulação varia entre fina e média e nela ocorrem quartzo, muscovita e minerais opacos. O quartzo é subidiomórfico a xenomórfico e varia de granulação entre muito fina a uma granulação média. Ele ocorre tanto na rocha como em um pequeno veio, onde ele está associado a carbonato (TR). Neste veio ele está subidiomórfico. Os minerais opacos são xenomórficos e ocorrem dispersos na rocha. A muscovita é fina e ocorre em toda a lâmina compondo a foliação do litotipo.

Mineral	Quantidade (%)	Metamórfico	Hidrotermal
Muscovita	60	X	
Quartzo	38	X	X
Opacos	2	X	
Carbonato	TR		X

13.12 CM-31

Rocha foliada, xistosa, com granulação fina. A foliação é marcada pelos filossilicatos (muscovita), que são finos e subeuhédricos. Ainda ocorre quartzo tanto na matriz como na forma de vênulas, onde ainda ocorre carbonato.

Mineral	Quantidade (%)	Metamórfico	Hidrotermal
Muscovita	58	X	
Quartzo	40	X	X
Opacos	2	X	
Carbonato	TR		X

13.13 CM-42

Essa amostra corresponde a um veio de quartzo e minerais opacos e devido a isto ela foi descrita somente com luz refletida e no MEV. Este veio é composto predominantemente por pirita, o principal mineral de minério desta localidade, e quartzo. No MEV foram observados ainda galena e Au-Ag.

13.14 CM-49

Essa amostra, assim como a CM-42, corresponde a um veio de quartzo e minerais opacos e devido a isto ela foi descrita somente com luz refletida e no MEV. Nela o principal mineral opaco é a pirita, que ocorre em grandes quantidades. Subordinadamente também ocorre esfalerita, calcopirita e galena, sendo que estes dois últimos tendem a ocorrer como inclusões nos cristais de pirita.

13.15 CM-50

O litotipo é maciço, inequegranular porfirítico com megacristais de quartzo preservados, de um mineral opaco e “paleocristais” de plagioclásio (possivelmente) totalmente alterados para esmectita e com uma matriz muito fina e pouco distinguível. A matriz é muito fina, composta por quartzo e esmectita e representa cerca de 75% do material laminado. Os megacristais de quartzo são subidiomórficos, atingem até 0,4cm e compõe cerca de 10% da lâmina. Os megacristais opacos são idiomórficos de hábito cúbico, compondo cerca de 15% da amostra. Por vezes ocorrem microveios de quartzo associados aos minerais opacos. Estes minerais opacos foram descritos com o auxílio de uma seção polida. Eles são compostos exclusivamente por pirita. Alguns cristais de

pirita estão fragmentados/quebrados, o que aparenta indicar que estes cristais foram cristalizados em um período de movimentação tectônica. Em quantidades traço ainda foram observados o zircão e a apatita

As seguintes reações foram observadas neste litotipo:

plagioclásio, máficos → esmectita

máfico → muscovita + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	40	X	X
Plagioclásio	0	X	
Esmectita	43		X
Sericita	2		X
Apatita	TR	X	
Zircão	TR	X	
Pirita	15		X

13.16 CM-51

Rocha inequegranular porfirítica com matriz que perfaz cerca de 60% da lâmina e megacristais de quartzo, plagioclásio, esmectita e um mineral opaco compondo os 40% restantes. A matriz é composta predominantemente por quartzo e plagioclásio totalmente alterado. O quartzo é equigranular subidiomórfico, assim como o plagioclásio. Como mineral acessório também ocorre apatita, que é idiomórfica acicular e o zircão. Já os megacristais de quartzo são idiomórficos a subidiomórficos e não sofrem nenhum processo de alteração. O plagioclásio é subidiomórfico e é alterado para epidoto e carbonato. A biotita é alterada para esmectita, sendo somente possível reconhecer a presença pretérita deste mineral devido à textura do megacristais de sericita resultante deste processo de alteração. Existem também megacristais de um mineral opaco idiomórfico de hábito cúbico que ocorrem sempre associados à micro veios de quartzo. Estes veios aparentam estar relacionados ao processo de alteração presente na lâmina. Ocorrem megacristais de muscovita que aparentam ser ígneos (?), eles são subidiomórficos e atingem até 0.5mm.

Os minerais opacos presentes nesta amostra foram caracterizados com o auxílio de uma seção de luz refletida e com o MEV. O mineral opaco predominante neste litotipo é a pirita, que corresponde a praticamente todos os minerais opacos da amostra. Nesta pirita ainda ocorrem inclusões de calcopirita e de xenotima (?). Ainda foi observado rutilo e monazita em quantidades traço.

Nesta lâmina foram observadas as alterações:

plagioclásio → sericita + esmectita

máfico → sericita + esmectita

1 cristal → clorita + sericita

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	40	X	
Plagioclásio	0	X	
Biotita	0	X	
Esmectita	40		X
Muscovita	5		X
Rutilo	TR		
Monazita	TR		
Pirita	5		X
Calcopirita	TR		
Xenotima	TR		

13.17 CM-56

Rocha maciça com textura inequigranular porfirítica com megacristais de até 0.7cm de quartzo e pseudomorfos de plagioclásio totalmente alterados para esmectita que compõe cerca de 45% desta seção delgada. Os megacristais de quartzo (15%) estão bem preservados e variam de idiomórficos a subidiomórficos. Os megacristais restantes aparentam ser pseudomorfos de plagioclásio idiomórfico a subidiomórfico (30%), porém é impossível ter certeza uma vez que eles estão totalmente alterados para esmectita devido ao processo de alteração hidrotermal que afetou esta rocha. Um cristal de muscovita (TR) é observado nesta amostra, ele é subidiomórfico e aparenta ter dois

“pulsos” de geração. A matriz (45%) desta rocha é composta predominantemente por quartzo hidrotermal (amorfo/ sílica amorfa) (30%) e por esmectita (15%). Na lâmina ainda ocorre um veio de quartzo com cristais bem formados variando entre 1mm a 8mm e alguns cristais menores. Neste veio também ocorrem minerais opacos (2%) subidiomórficos. Uma alteração de coloração ferrugem (5%), possivelmente óxido de ferro, afeta a lâmina inteira.

O principal mineral opaco observado nesta amostra é a pirita, mas também ocorrem calcopirita, bornita (em geral associada à calcopirita) e pirrotita. Nesta lâmina também foi observado ouro ocorrendo associado ao óxido de Fe, a calcopirita e a pirita.

Nesta lâmina foi observada a seguinte reação:

plagioclásio, máficos → esmectita + sericita

1 cristal → sericita (quase Ms)

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	40	X	X
Plagioclásio	0	X	
Esmectita	40		X
Sericita	2		X
Apatita	TR	X	
Zircão	TR	X	
Opacos	15		X
Óxido de Ferro	3		X

13.18 CM-57

Rocha maciça, inequegranular porfirítica composta por uma matriz (45%) muito fina, megacristais (40%) que variam entre 2 mm e 6 mm e um veio de opacos (15%). Na lamina ocorrem quatro minerais como megacristais. O quartzo (15%) é subeuhedrais e varia entre 1 mm e 4 mm. Ocorrem pseudomorfos de plagioclásio euhedral transformados em esmectita (25%) que variam entre 2 mm e 6 mm. Ocorre também clorita (5%) euhedral variando entre 2mm e 3mm e epidoto (TR) anedral de 2 mm. Um veio corta a parte sudoeste a lâmina. Nele ocorrem minerais opacos (10%) anedrais,

carbonato (2%) e clorita (TR) anedral no meio destes opacos e quartzo (3%) subidiomórfico na borda do veio. Também ocorre um microveio de quartzo onde ocorrem esparsamente cloritas radiais.

Os minerais opacos desta lâmina foram caracterizados com o auxílio da luz refletida e do MEV. O mineral mais abundante é a pirita. A pirrotita também é observada em um pequeno veio e a calcopirita é observada principalmente na forma de inclusão nos outros dois sulfetos. Ainda ocorre galena/ilmenita, sempre inclusa na pirita.

Neste litotipo são observadas as seguintes reações hidrotermais:

plagioclásio → esmectita

máfico → clorita + epidoto

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	50	X	X
Plagioclásio	0	X	
Esmectita	45		X
Clorita	5		X
Epidoto	TR		X
Apatita	TR	X	
Zircão	TR	X	
Pirita	TR		X
Pirrotita	TR		
Calcopirita	TR		
Galena	TR		
Carbonato	2		X

13.19 CM-60

Rocha maciça, com textura inequegranular porfirítica composta por uma matriz muito fina e megacristais médios. A composição desta rocha é leucocrática, com índice de cor ~8%. A matriz é composta por quartzo, plagioclásio e apatita e representa cerca de 60% desta seção delgada. Destes minerais o quartzo e o plagioclásio representam

quase a totalidade da matriz e a apatita é um mineral acessório. O quartzo da matriz é equigranular e está bem preservado. A apatita é equigranular e idiomórfica. Ocorrem megacristais de até 5mm de quartzo, plagioclásio, clorita, calcita, epidoto e alanita. O quartzo é equigranular, idiomórfico a subidiomórfico e não apresenta nenhum indicio de alterações posteriores. O plagioclásio sofre um extensivo processo de alteração sendo transformado em epidoto, calcita e sericita, além de minerais opacos com hábito cúbico (possivelmente pirita) que são escassos nesta lâmina. O carbonato (calcita) é produto de alteração e ocorre associado à epidoto e sericita substituindo o plagioclásio. A clorita substitui cristais euhédricos de biotita, formando pseudomorfos porfíricos. O epidoto é subidiomórfico a xenomórfico e ocorre sempre associado a clorita e ao carbonato e “em cima” do plagioclásio. Também foram observados dois cristais subidiomórficos de alanita com sobcrescimento de epidoto nas bordas.

Nesta amostra foram observadas as seguintes reações hidrotermais:

plagioclásio → calcita + epidoto

plagioclásio → calcita + clorita + epidoto.

máfico → clorita + opacos

Mineral	Quantidade (%)	Magmático	Hidrotermal
Quartzo	60	X	
Plagioclásio	28	X	
Epidoto	5		X
Clorita	5		X
Carbonato	2		X
Piroxênio	TR	X	
Apatita	TR	X	
Opacos	TR		X

¹⁴ **Anexo IV**

Figura 84. Exemplo hipotético de um domínio epitermal em que duas sondagens são executadas. Em A ambas estão na região em que os fluidos possuem uma elevada contribuição meteórica, o que faz com que seu comportamento seja heterogêneo quando analisado pelos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e que o $\Delta Pb/Pb$ destas razões apresente um valor alto. Em B) nota-se que somente em S2, que está se aproximando do domínio pórfiro, apresenta uma variação nestes comportamentos, com um campo menor de espalhamento nos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e uma diminuição no $\Delta Pb/Pb$. Devido a isto em C) a sondagem 1 é interrompida, evitando-se assim custos desnecessários em uma campanha de exploração e S2 atinge o domínio pórfiro, com campo de espalhamento nos diagramas $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ menor, o que reflete o fluido magmático de uma única fonte e indica uma região pontencialmente mineralizada (modificado de Hedenquist & Lowestern, 1994).